

Struktur- und Hydrogeologie im Umfeld der Enz-Schwinden bei Holsthum (Südeifel)

DORIS DITTRICH & SIMON HERMLE

Kurzfassung: Durch verschiedene Tracerversuche ist die hydraulische Verbindung von einer Enz-Schwinde südlich Enzen zur Holsthumer Mühle im Prümatal bewiesen worden. Zahlreiche Schlucklöcher existieren dort, wo der Enzlauf eine markante Störungszone quert und in die klüftigen Dolomitabfolgen des Oberen Muschelkalks eintritt. Die aus verschiedenen Regionen der Trier-Luxemburger Bucht bekannte Verkarstung dieser Schichtenfolge wird dargelegt. Entlang von tektonisch besonders beanspruchten, alt angelegten Schollengrenzen ist die kluftgebundene Verkarstung verstärkt. Vertikale und horizontale Relativbewegungen von Schollen haben zur Zerklüftung des Gebirges nach mehreren Richtungen geführt. Der unterirdische Weg des Grundwassers bis zum Wiederaustritt bei Holsthum wird anhand von Kluftrosen und einer hoch auflösenden Schichtlagerungskarte beschrieben. Der maßgebliche Aquifer ist die Dolomitabfolge der Oberen Ceratitenschichten (mo2C2). Die unterlagernden Tonmergel/Dolomit-Wechselfolgen der Unteren Ceratitenschichten (mo2C1) bilden deren Grundwassersohle. Im Bereich des Untersuchungsgebietes resultierte daraus eine regionale Zweiteilung des vom Oberen Muschelkalk ausgebildeten Oberen Grundwasserstockwerks. Ergebnisse von Brunnenbohrungen bestätigen dies.

Abstract: By means of different tracer tests the hydraulic connection between a swallow of the little river Enz south of Enzen and the Holsthum Mill in the Prüm valley has been proven repeatedly. Several swallow holes exist where the Enz crosses a major fault zone and steps into the jointed dolomites of the Upper Muschelkalk. Karstphenomena known from adjacent areas in the Trier-Luxemburg Embayment are described. Along the old tectonic lineaments the joint related karstification has been especially effective. Vertical and horizontal tectonic movements have generated distinct joint sets of different directions. The subterranean water current towards the spring at Holsthum is described by means of joint diagrams and a very detailed subsurface contour map. The most important aquifer layer is the dolomite succession of the Upper Ceratitenschichten (mo2C2). The underlying aquitard is formed by marls and dolomites of the Lower Ceratitenschichten (mo2C1). In the study area a regional division of the subterranean water system of the Upper Muschelkalk resulted. This fact is confirmed by well data.

Inhalt

1. Einleitung
2. Schichtenfolge im Untersuchungsgebiet
3. Tektonik des Untersuchungsgebietes
 - 3.1. Störungen
 - 3.2. Schichtlagerung
 - 3.3. Kluftsysteme

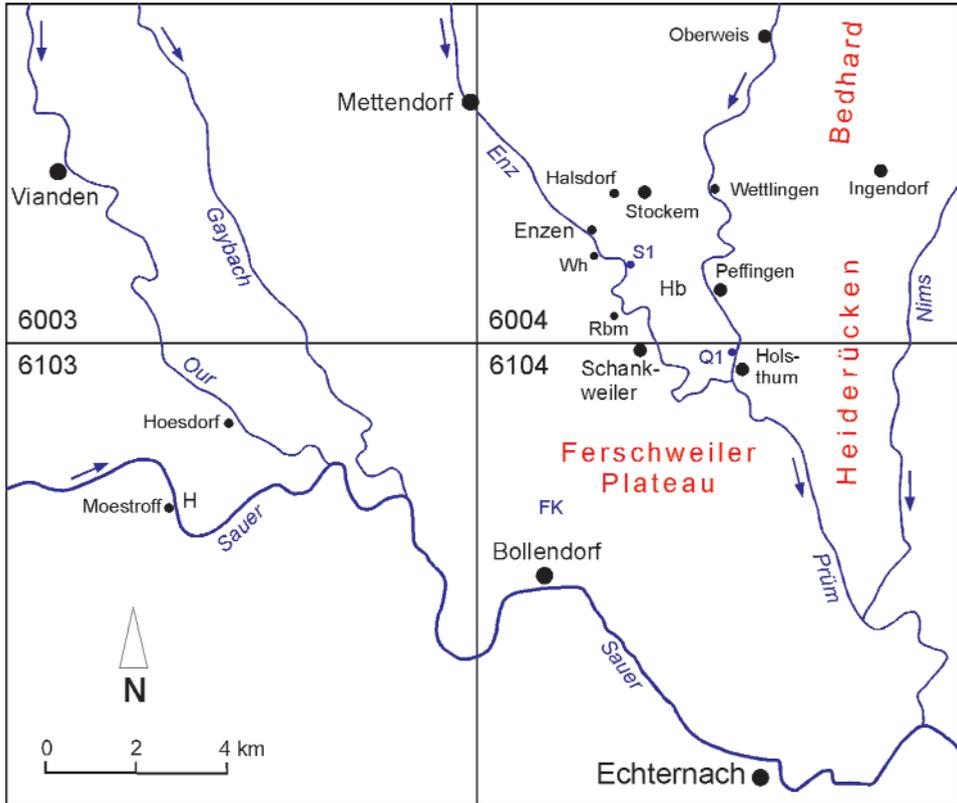


Abb. 1: Topographische Übersichtskarte zur Lage des Untersuchungsgebietes; H = Höhle, S1 = Hauptschwinde der Enz, Q1 = Austrittsquelle, FK = Kranzbach- + Fleißbach-Schwinden, Wh = Wiesenhof, Rbm = Rohrbachermühle, Hb = Hartberg.

4. Karstphänomene im Oberen Muschelkalk der Trierer Bucht
 5. Tracerversuch
 6. Geologisch-hydrogeologische Ausdeutung
 - 6.1. Das Verschwinden der Enz-Wässer
 - 6.2. Der unterirdische Fließweg der Wässer
 - 6.3. Der Austritt der Wässer
 - 6.4. Diskussion des Grundwassermodells von WEILER (1991)
 - 6.5. Neue Aspekte zur regionalen Horizontalverschiebungstektonik
 7. Ausblick
- Schriften

1. Einleitung

Die Enz ist ein kleineres, Nordwest-Südost verlaufendes Flüsschen im Westteil der von Trias- und Lias-Gesteinen aufgebauten Trierer Bucht. Bei Holsthum mündet sie in die etwa Nord-Süd ausgerichtete Prüm. Von dort fließen die Wässer über die Sauer in die Mosel.



Abb. 2: Hochsommerliches Trockenfallen der Enz zwischen Enzen und Holsthum (Foto: S. BÜRGER).

In trockenen Sommern kommt es zwischen Enzen und Holsthum häufig zum Versiegen der Enz. Das Flüsschen fällt dann etwa einen Kilometer südöstlich von Enzen trocken, etwa 5 Flusskilometer oberhalb seiner Einmündung in die Prüm (Abb. 1). Berichtet wurde von einem Verschwinden des Wassers in einem Loch am Uferstrand der Enz. Die Bevölkerung und die lokalen Fischereiverbände, die wegen dieses Phänomens finanzielle Einbußen in Kauf nehmen müssen, konnten sich die Ursache des Wasserverlusts nicht erklären. Jedoch gab es Hinweise darauf, dass die verschwundenen Wässer in einer Quelle oberhalb der Holsthumer Mühle wieder zu Tage treten. Das wiederum bedeutet, dass sie schon etwa 650 m oberhalb (flussaufwärts) der Enz-Mündung der Prüm zufließen. Diese Tatsache erwies sich im Rahmen eines langwierigen historischen Gerichtsprozesses um Wasserrechte zwischen dem Enzener und dem Holsthumer Müller (ZENDER 1966). Im Zuge dieses Verfahrens war ein einfacher Markierungsversuch durchgeführt worden, der dieses erste Ergebnis erbracht hatte (Kap. 5.).

Die Geologie der Südeifel ist bereits in zahlreichen Arbeiten dargelegt worden (vgl. etwa NEGENDANK 1983, DITTRICH et al. 1997, DITTRICH 2009, LGB 2005). Demgegenüber sind die hydrogeologischen Verhältnisse in der Literatur erst näherungsweise umrissen worden (WEILER 1972, 1991, LGB 2005). Im Rahmen eines mehrjährigen hydrogeologischen Großprojektes des Landesamtes für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz und des Landesamtes für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz sind sie inzwischen einer eingehenden Untersuchung unterzogen worden (LGB & LUWG im Druck).

Die Faktoren, die in heißen Sommern zum Trockenfallen der Enz führen, wurden im Rahmen einer geographischen Diplomarbeit der Universität Trier untersucht

(Bearbeiter: S. HERMLE, Betreuer: Prof. Dr. J.-F. WAGNER, Fachbereich VI, Geowissenschaften). Zu diesem Zweck wurde ein Tracerversuch durchgeführt (Kap. 5.). Auch wurden zahlreiche Kluftmessungen vorgenommen (Kap. 3.3.). Eine zusammenfassende Bewertung der strukturellen Ergebnisse und eine eigene hydrogeologische Interpretation unterblieben jedoch. Dies soll hier ergänzt werden. Dazu herangezogen werden die inzwischen verfügbaren Kartiererergebnisse, die im Bohrarchiv des Landesamtes für Geologie und Bergbau vorhandenen Daten, schon länger bekannte lithostratigraphische Informationen über die Mitteltrias und schließlich auch neuere tektonische Befunde.

Anlässlich des Tracerversuches gaben Herr Dr. H.-B. KANZLER (Zweckverband Naturpark Südeifel) und die Herren G. SPANIER und S. BÜRGER (beide Holsthum) wertvolle logistische und organisatorische Unterstützung. Frau Prof. Dr. B. REICHERTER (Univer-

Tab. 1: Stratigraphie der mittleren und oberen Trias und des unteren Lias in der Trierer Bucht. Keuper: Kasten rechts oben = ältere Symbolik nach DITTRICH et al. 1997, 1998; * = Unterer Lettenkeuper, ** = Oberer Lettenkeuper.

Jura	Lias		Mergel und Kalke von Strassen	li3				
			Luxemburger Sandstein	li2				
			Mergel von Elvange	li1				
Trias	Keuper (k)	ko	Rhätkeuper	koR	Rhät	ko1+2		
			Ob. Steinmglk. (Rhätsteinmergel)	koSt	Ob. Steinmergelkeuper	km3St3		
		km	km3	km4	Mittl. Steinmk. (Bunte Steinmergel)	km4St	Mittl. Steinmergelkeuper	km3St2
					Unt. Steinmk. (Graue Steinmergel)	km3St	Unt. Steinmergelkeuper	km3St1
					Rote Gipsmergel	km3R	Rote Gipsmergel	km3R
					Hauptsteinmergelschichten	km3H	Elie-de-Beaumont-Dol.	km2E
						Dunkle Mergel	km2D	
			km2	Schilfsandstein	km2S	Oberer	km2S2	
		km1			Unterer	km2S1		
				Pseudomorphosenkeuper	km1P	Oberer	km1P2	
				Unterer	km1P1			
	ku	** ku2	Grenzdolomit	ku2G				
			Bunte Mergel	ku2B				
		* ku1	Basisschichten	ku1				
	Muschelkalk (m)	mo		Ceratitenschichten	mo2C	Obere	mo2C2	
					Untere	mo2C1		
			Trochitenschichten	mo1T	Obere	mo1T3		
					Mittlere	mo1T2		
			Untere	mo1T1				
mm			Linguladolomit	mm2				
			Gipsmergel	mm1				
mu			Dolomitbankschichten	mu2				
		Muschelsandstein	mu1	Mergelzone				
				Obere Sandmergelzone				
				Werksteinzone				
				Untere Sandmergelzone				
				Basisdolomitzone				

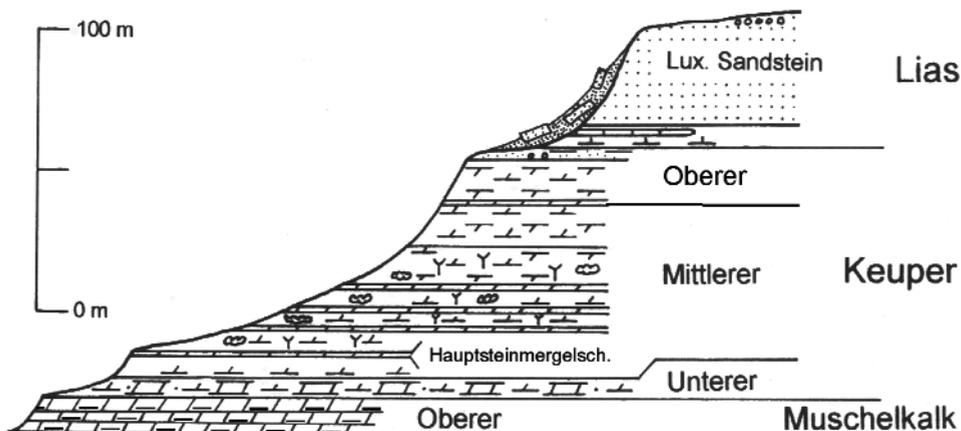


Abb. 3: Schematische Darstellung der Schichtstufenlandschaft des mittleren Prümmtals zwischen Peffingen und Holsthum (aus: DITTRICH et al. 1997, stratigraphisch aktualisiert).

sität Bonn) steuerte freundlicherweise die flourimetrischen Analysen bei, die Kollegen Frau Dr. B. WAGNER und Herr R. POPPE vom Landesamt für Geologie und Bergbau gaben spezielle hydrogeologische Hinweise. Ihnen allen sei hiermit gedankt.

2. Schichtenfolge im Untersuchungsgebiet

Die Grenzen des hier näher behandelten Gebietes in der zentralen Südeifel werden markiert durch die Gemeinden Enzen im Nordwesten, Peffingen im Nordosten, Holsthum im Südosten und Schankweiler im Südwesten.

Die übertage ausstreichende Schichtenfolge reicht vom Unteren Muschelkalk bis zum Unteren Lias (Tab. 1). Der Wechsel von morphologisch harten und weichen Gesteinsabfolgen führte zur Ausbildung einer Schichtstufenlandschaft. Morphologisch härtere Gesteine, d.h. Oberer Muschelkalk, Grenzdolomit, Rhätkeuper und Luxemburger Sandstein, bilden auffällige Geländekanten, morphologisch weiche Gesteinsserien, d.h. Mittlerer Muschelkalk und Mittlerer Keuper, eher eine flachwellige Hügellandschaft (Abb. 3).

Abbildung 4 zeigt einen Ausschnitt aus der Geologischen Übersichtskarte 1 : 50 000 der Trierer Bucht (DITTRICH et al. im Druck). In der dargestellten Region ist sie auf der Grundlage von mehreren Geologischen Karten 1 : 10 000 erstellt worden, basierend auf den Diplommkartierungen BARTELS (1996), VOGEL (1996), PONGRATZ (2000), und PANKNIN (2003). Diese Revisionskartierungen waren seinerzeit in enger Kooperation der Universitäten Kiel und Bonn mit dem Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (bis 2002: Geologisches Landesamt) und unter Betreuung durch D. DITTRICH entstanden. Im Verlauf des schon erwähnten hydrogeologischen Großprojektes (LGB & LUWG im Druck) sind diese Geologischen Karten revidiert und aktualisiert worden. Insofern existieren vergleichsweise gute Kenntnisse über den geologischen Aufbau des Untersuchungsgebietes. Allerdings mussten zur Erstellung der stärker generalisierenden GK 50 mehrere Einzelschichtglieder zu erweiterten stratigraphischen Einheiten mit dementsprechend breiteren Ausbissarealen aufsummiert werden. Die Bedeutung der Abkürzungen für die Legendeneinheiten ist wie folgt (vgl. auch Tab. 1): kmu = Unterer Mittelkeuper bzw. Pseudomorphosenkeuper, kmm = Mittlerer Mittelkeuper: Unte-

rer+Oberer Schilfsandstein + Hauptsteinmergelschichten + Rote Gipsmergel, kStu = Unterer Steinmergelkeuper, kStH = Höherer Steinmergelkeuper: Mittlerer+Oberer Steinmergelkeuper, kol = Rhät-Lias-Grenzsichten: Rhätkeuper+Mergel von Elvange, tmp = mio-/pliozäne Terrassen, qT = nicht näher differenzierte quartäre Terrassen, MT = Mittelterrasse, NT = Niederterrasse, hs = Blockschutt, h = Auensedimente).

Der Untere Muschelkalk tritt nur im Nordwesten des Untersuchungsgebietes zutage. Die lokale Mächtigkeit beträgt etwa 40 m. Wie überall in der Trierer Bucht ist er in einer sandig-mergelig-dolomitischen Randfazies entwickelt. Damit gehört er noch dem vornehmlich vom Buntsandstein aufgebauten, tiefer gelegenen Grundwasser-Stockwerk an, welches auch als Hauptaquifer bezeichnet wird (WEILER 1991).

Der Mittlere Muschelkalk untergliedert sich in die Gipsmergel (mm1) und den auflagernden Linguladolomit (mm2). Die Gesamtmächtigkeit schwankt im Untersuchungsgebiet zwischen 50 m im Nordwesten und 90 m im Südosten. Die Abfolge umfasst vorwiegend graue und rotbunte dolomitische Mergel und Tonmergel. Im höheren Teil ist ein bis zu 10,4 m mächtiges Gips- und Anhydritlager eingeschaltet (JANTOS et al. 2000). Eine lokale Ablaugung des Sulfatlagers im Untergrund wird durch mehrere kleine Dolinen im Hangbereich südwestlich von Enzen angezeigt. Typisch für die wenig verwitterungsbeständigen Gipsmergel sind sanfte, wellige Geländeformen. Ein Aufschluss im mm1 ist die ehemalige Gipsgrube im Nordwesten des Gebietes (A1). Die dort rot und graugrün gefärbten Mergel zeigen Steinsalzmarken auf ihren Schichtflächen. Der hangende Linguladolomit bildet meist eine Steilkante am Top der Verflachung der Gipsmergel. Im Nordwesten ist er etwa 5 m mächtig (PONGRATZ 2000), südöstlich von Holsthum wurden 9 m erbohrt. Die Aufschlussverhältnisse sind schlecht, da weitflächig Hangschutt des Oberen Muschelkalks aufliegt. An der Basis des Linguladolomits sind noch dünne Mergelzwischenlagen eingeschaltet. Diese verlieren sich nach oben hin, sodass der höhere mm2 meist aus einer nahezu geschlossenen Dolomitabfolge besteht (JANTOS et al. 2000, LGB 2005). Die feinkörnigen, relativ reinen Dolomite sondern mit glatten Schichtflächen ab und zeigen oft ein zellig-poröses Gefüge. Die Hohlräume sind scharf begrenzt und meist nur cm-groß. Es sind herausgelöste ehemalige Sulfateinschlüsse.

Der Mittlere Muschelkalk mit seiner viele Zehner Meter mächtigen Abfolge von Tonsteinen und Mergeln weist nur eine sehr geringe Grundwasser-Durchlässigkeit auf. Daher bildet er in der Trierer Bucht die hydraulische Sohlschicht des vom Oberen Muschelkalk gebildeten Oberen Grundwasserstockwerks. Dadurch trennt er zwei wichtige Aquifere voneinander ab (WEILER 1991).

Der Obere Muschelkalk (Hauptmuschelkalk) wird unterteilt in die Trochitenschichten (mo1) und die Ceratitenschichten (mo2; RÖßLE et al. 1999, LGB 2005). Bei den vorkommenden Karbonaten handelt es sich generell um Dolomite (LGB 2005). Die Gesamtmächtigkeit des Oberen Muschelkalks im Untersuchungsgebiet liegt bei 50 m. Im äußersten Nordwesten sind es 49 m, südöstlich von Holsthum etwa 52 m.

Die etwa 23 m mächtigen Trochitenschichten bilden markante Steilhänge, oft in morphologischer Einheit mit dem höheren Linguladolomit. Die mo1-Dolomite sind kompakt und meist dickbankig ausgebildet, lokal auch deutlich schräggeschichtet. Sie sind grau, hellgrau oder graugelb, kavernös, sehr fest und splittrig brechend. Die Bankoberflächen sind wellig. Lagenweise sind sehr viel Trochiten, Schill, Ooide und Glaukonit enthalten. Die bei guten Aufschlussverhältnissen durchführbare Dreiteilung der Trochitenschichten (mo1T1 bis mo1T3) basiert auf zwei markanten dm-mächtigen mergelig-sandigen Zwischenmitteln. Im Untersuchungsgebiet sind die Trochitenschichten in mehreren kleineren Aufschlüssen zugänglich (s. Anhang).

Charakteristisch für die Ceratitenschichten ist eine Wechsellagerung von dm-mächtigen Dolomitbänken mit Tonmergeln, Mergeln und Dolomitmergeln. Die Dolomite sind hellgrau oder gelbgrau, überwiegend feinkristallin, sehr fest und teilweise etwas siltig. Meist zeigen sie wellig-wulstige Schichtflächen. Oval geformte Kavernen und Drusen sind häufig, mit Durchmessern im cm- bis dm-Bereich (Abb. 5). Diese Hohlräume sind die Relikte ehemaliger Sulfatknollen (RÖßLE et al. 1999), die in tieferen Gebirgsbereichen noch unabgelaugt erhalten sind. Die zwischenlagernden Tonmergel und Mergel sind im frischen Zustand dunkelgrau oder blaugrau (vgl. auch Abb. 12), obertage eher von gelbgrauer, braungrauer oder grünlicher Farbe. Die Mächtigkeit der Ceratitenschichten im Untersuchungsgebiet beträgt 26 bis 29 m. Morphologisch bildet die Gesteinsabfolge eine markante Geländestufe. Mehrere gute Aufschlüsse finden sich in den Uferbereichen von Enz und Prüm.

Lithofaziell und stratigraphisch existiert eine Zweiteilung der Ceratitenschichten (Tab. 1). Die Oberen Ceratitenschichten (mo2C2) sind meist durch eine etwas mergelärmere Ausbildung charakterisiert. Im weiteren Umfeld des Untersuchungsgebietes existiert eine relativ kompakte Dolomitfazies („Oberer Dolomit“ bei RÖßLE et al. 1999). Zwischen den Dolomitbänken erscheinen lediglich mm- bis cm-dünne Lagen von grauen Tonmergeln (BARTELS 1996).

Der gut geklüftete, teilweise verkarstete Obere Muschelkalk ist von WEILER (1991) als Oberes Grundwasserstockwerk bezeichnet worden. Die Grundwasser-Bewegung darin erfolgt entlang von Klüften. Der Obere Muschelkalk liefert ein hartes Wasser (Kap. 4.), das – auch wegen seiner Anfälligkeit gegenüber Verunreinigung, wie etwa eine zu hohe Nitrat-Belastung – für die Trinkwasserversorgung nur in geringem Umfang genutzt wird.

Buntgefärbte Mergel, teilweise gipsführend, mit einzelnen Dolomitbänken und Sandsteinen kennzeichnen den Keuper des Untersuchungsgebietes. In den Randbereichen und in ehemaligen Strömungsrinnen sind vereinzelt auch geringmächtige grobklastische Einschaltungen vorhanden. Die in ihrer Gesamtheit jedoch morphologisch relativ weichen Keuperabfolgen bilden flach geneigte, wellige Hänge aus.

Der Untere Keuper (Lettenkeuper) zeigt eine große Bandbreite an Tonsteinen, Mergeln, Gipsmergeln, Siltsteinen, Sandsteinen, Konglomeraten und Dolomiten. Alle derartigen Gesteinstypen können im engen Wechsel auftreten (zu stratigraphischen und lithofaziellen Details siehe DITTRICH et al. 1998, DITTRICH & SCHOCH 2004 und LGB 2005). Auch einzelne Wurzelböden können vorkommen. Die lokale Mächtigkeit des Unteren Keupers beträgt 15 m im Nordwesten und 20 m im Südosten.

Die zwischen 4 und 9 m mächtigen Basisschichten (ku1; Unterer Lettenkeuper) bestehen aus Tonmergeln, Mergeln, dolomitischen Silt- und Feinsandsteinen und einigen Dolomiten. Die ku1-Dolomite sind feinkörniger und dünnbankiger als die mo2-Dolomite. Die Enz hat im Aufschluss A15 den mittleren Teil der Basisschichten angeschnitten. Zuunterst zeigt sich eine ca. 1 m mächtige Wechselfolge von beige und blaugrau gefärbten Mergeln und Tonmergeln. Darüber folgen 20 bis 30 cm dicke Dolomitbänke mit bis zu 1 cm starken Mergellagen (Abb. 6, Anhang).

Der Obere Lettenkeuper (ku2, Tab. 1) beginnt mit den zwischen 3 und 10 m mächtigen Bunten Mergeln (ku2B). Sie umfassen tiefrote und düsterbunte Tonmergel und Mergel mit geringmächtigen Einschaltungen von hellem Dolomit oder von Sandsteinen. Vereinzelt kommen knollig-zellige Residualbildungen ehemaliger Sulfate vor.

Wichtig für die nachfolgenden hydrogeologischen Ausführungen ist die Tatsache, dass der tiefere Unterkeuper (ku1+ku2B) im Bereich des Untersuchungsgebietes relativ tonreich entwickelt ist. Insgesamt bildet er eine lithologisch zwar nicht sehr homogene,

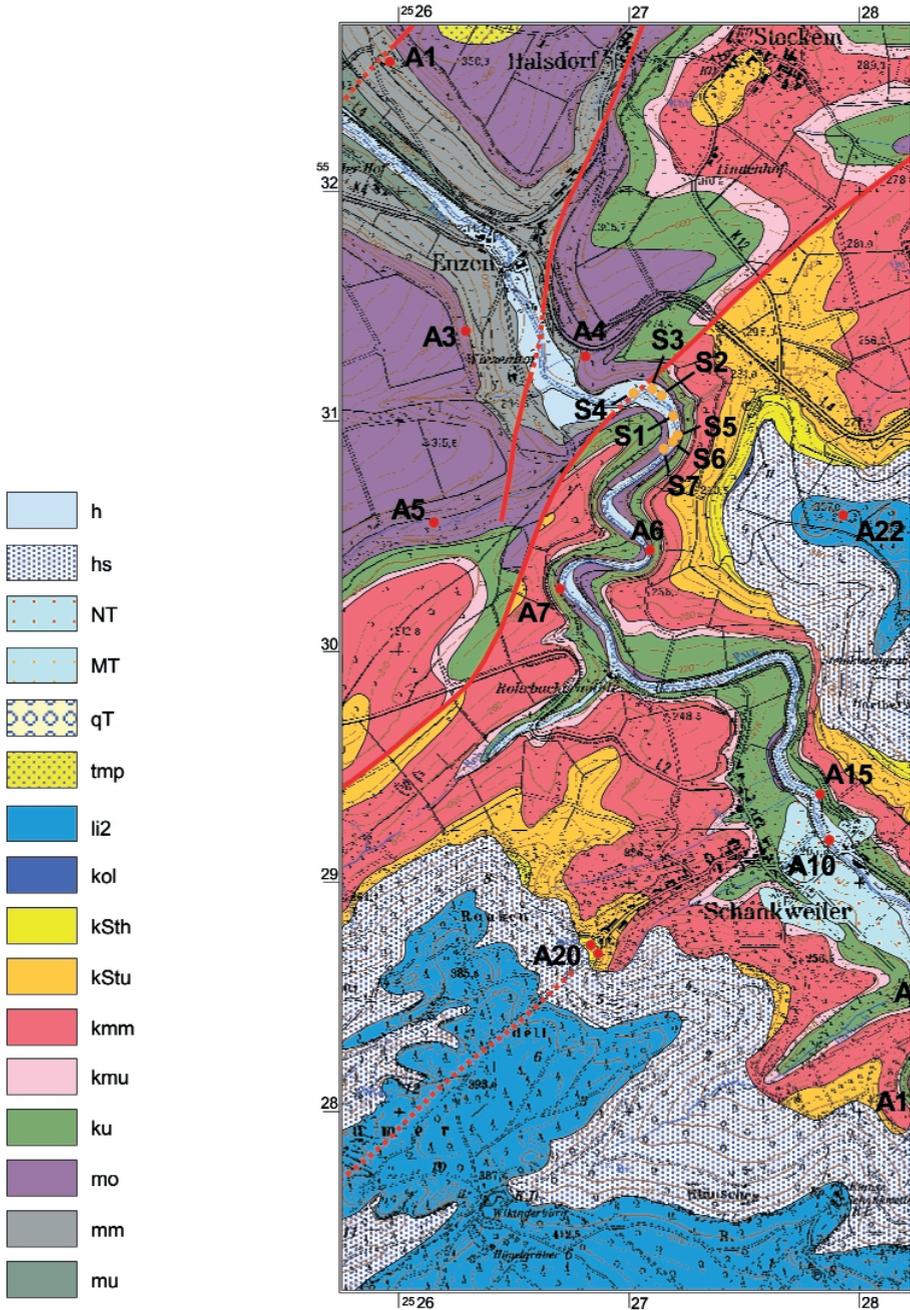
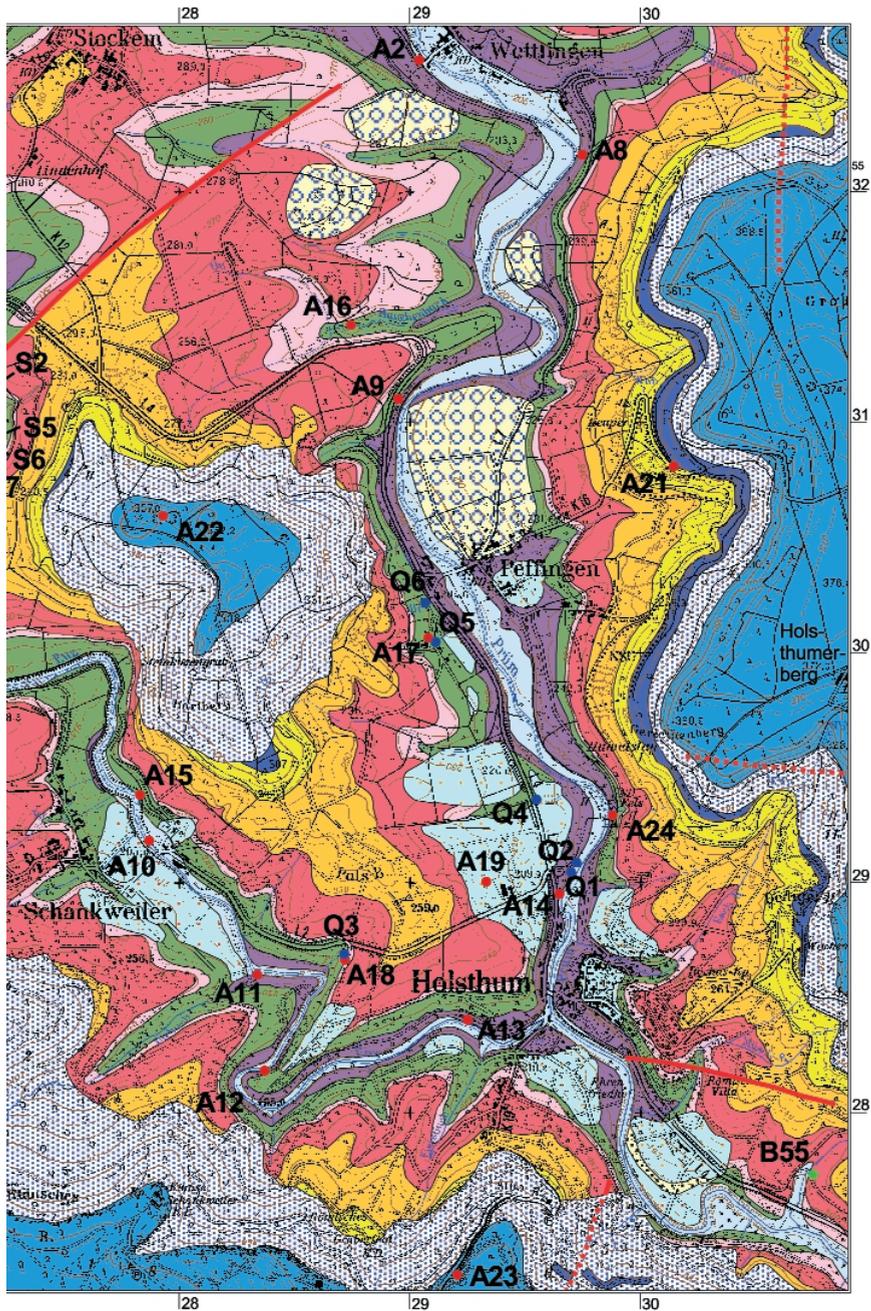


Abb. 4: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes. Ausschnitt aus der GK 50 in LGB & LUWG genannten Aufschlusspunkte, orange die Enz-Schwinden S1 bis S7, blau die Entnahmestellen Q1 bis Q3



im Druck; zu Legendeneinheiten vgl. auch Tab. 1 und Kap. 2. Rot eingetragen sind die im Text Q6 und grün die Position der Bohrung B55.



Abb. 5: Kavernöse, großflächig mit Moos bewachsene und daher grünlich erscheinende Dolomitbänke der höheren Ceratitenschichten am Ufer der Enz (R 25 28 340 H 55 28 620, Foto: aus HERMLE 2008, Maßstab: 2 m).



Abb. 6: Aufschluss der mittleren Basisschichten (kuI) am Enz-Ufer östlich von Schankweiler (A8; R 25 27 830 H 55 29 380): Wechselfolge von Tonmergeln und Dolomiten; im oberen Aufschlussbereich markante Kalksinterbildungen, ausgeschieden aus Quellwässern des weit oberhalb austreichenden Luxemburger Sandsteins (Foto: aus PANKNIN 2003).

aber doch relativ stark abdichtende Tonmergelabfolge am Top des Aquifers des Oberen Muschelkalks.

Der Grenzdolomit (ku2G) umfasst randmarin gebildete dichte, feinkörnige, kompakte und oft deutlich geklüftete Dolomite. Die darin auftretenden Drusen deuten auf zwischenzeitliche evaporitische Bildungsbedingungen hin. Die Dolomitbänke sind durch intensiv graugrüne, graublau, grünblau, grauviolette, rote oder gelbe Mergelpakete und -lagen voneinander abgesetzt. Auf Äckern bildet der Grenzdolomit einen markanten Kartierhorizont. Auch seine Eigenschaft als Kantenbildner ist nutzbar für die Kartierung. Die Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet beträgt 3 bis 6 m.

Das hier nicht im einzelnen differenzierte Schichtpaket von Mittelkeuper und Oberem Steinmergelkeuper (Tab. 1) ist weit überwiegend mergelig ausgebildet (LGB 2005). Der tiefere Teil setzt sich im wesentlichen aus einem mergelig-dolomitischen Schichtpaket mit einigen Sandstein- und Sulfateinschaltungen zusammen. Die darüber lagernden mergeligen Abfolgen des Steinmergelkeupers sind lithologisch recht einheitlich



Abb. 7. Stratigraphischer Grenzbereich Pseudomorphosenkeuper/Schilfsandstein (km1/km2S) am Hof Bürger nördlich von Holsthum (TK 25 6104 Bollendorf: R 25 29 340 H 55 29 000, A18, Foto: S. HERMLE, Maßstab: 2 m).

ausgebildet. Teilweise sind sie schon von Hangschutt des Lias-Plateaus überdeckt. Die Gesamtmächtigkeit dieses Schichtpaketes schwankt zwischen 80 m südlich Holsthum und 90 m nordwestlich Schankweiler.

Ein besonders interessanter temporärer Aufschluss im Mittelkeuper am Hof Bürger nördlich von Holsthum sei hier genauer dargestellt. Oberer Schilfsandstein (km2S2, in der Abb. 7 der obere, rot-gefärbte Bereich) überlagert darin einen Pseudomorphosenkeuper in einer dolomitisch-mergelig-sandigen Fazies. Der Untere Schilfsandstein (km2S1) fehlt in einer regional weit verbreiteten Schichtlücke (vgl. DITTRICH 2004). Der Obere Schilfsandstein ist aufgebaut aus dm-mächtigen, weiträumig schräggeschichteten Sandsteinkörpern mit viel dunkelgrünem Quarzit ardennischer Herkunft im Korngut. Die Sandsteine sind eingelagert in intensiv dunkelrotbraunen siltig-feinsandigen Mergeln. Lokal, im etwas verstürzten und verwachsenen Südteil des Aufschlusses, zeigt sich eine tiefere Rinneneinschneidung des km2S2 in das Liegende.

Im Hangenden des Oberen Steinmergelkeupers (auch: Rhätsteinmergel) folgt das sandig-mergelig-karbonatische Gesamtpaket des „kol“ (Rhät-Lias-Grenzschichten: Rhätkeuper, koR, + Mergel von Elvange, li1; vgl. dazu LGB 2005). Im Untersuchungsgebiet ist es zwischen 15 und 23 m mächtig.

Der Luxemburger Sandstein (li2) bildet das ausgedehnte Ferschweiler Plateau im Süden und die Kuppe des Hartbergs. Am nördlichen Ferschweiler Plateau ist er 75 m mächtig. In frischem Zustand handelt es sich um einen grauen oder gelblichgrauen Kalksandstein. Auf dem Hartberg ist ein mürber, orange-gelblich gefärbter Sandstein mit nur noch geringem Kalkgehalt aufgeschlossen (A22). Die Hangbereiche sind meist mit Sandstein-Schutt bedeckt.

3. Tektonik des Untersuchungsgebietes

Die Südwest-Nordost streichende Senkungszone der Trierer Bucht ist ein Nordost-Ausläufer des Pariser Beckens. Die mesozoischen Abfolgen liegen hier diskordant auf einem paläozoischen Sockel und sind insgesamt schwach nach Südwesten geneigt (LGB 2005). Der variskisch deformierte Sockel ist bruchtektonisch stark zergliedert. Bei der starken känozoischen Anhebung (DITTRICH 2009) wurden diese Schwächezonen remobilisiert, so dass das heutige Richtungsmuster durch das tektonische Inventar des Grundgebirges vorgeprägt ist (DITTRICH et al. 1997). Tiefliegende Großstrukturen pausen sich in das Deckgebirge durch. An der Oberfläche sind zahlreiche Abschiebungen, engräumige Flexuren und weiträumige Verbiegungszonen entwickelt, abhängig von den mechanischen Eigenschaften der jeweils zutage tretenden Gesteinsschichten und dem lokalen Versatzbetrag. Auch zwei verschiedenen alte Generationen von konjugierten Blattverschiebungen konnten identifiziert werden (DITTRICH 2008, 2009).

Eine Strukturkarte (Abb. 8) verdeutlicht den tektonischen Aufbau des Untersuchungsgebietes. Dafür wurden die vorliegenden Daten der schon erwähnten Diplomkartierungen (VOGEL 1996, BARTELS 1996, PONGRATZ 2000, PANKNIN 2003) zusammengefasst und aktualisiert.

3.1. Störungen

Im Bruchmuster der Trierer Bucht lassen sich drei Hauptrichtungen unterscheiden, eine „rheinische“ Nord-Süd- bis NNE-SSW-Richtung, eine Nordost-Südwest-streichende „diagonale“ Richtung und eine ENE-WSW-streichende „variszische“ Richtung (DITTRICH 1989, 2008, DITTRICH et al. 1997). Die jeweiligen Gradzahlen im Bereich des Untersuchungsgebietes sind etwa 5 bis 20° (rheinisch), 40 bis 50° (diagonal) und 60 bis 70° (variszisch).

Das WSW-ENE-streichende variszische Richtungssystem, das in weiten Teilen der Trierer Bucht eine wesentliche Rolle spielt, ist im Untersuchungsgebiet nur von sehr untergeordneter Bedeutung. Zwar wird es in einigen Kluffrosen schwach nachgezeichnet (Kap. 3.3.), ist aber bruchtektonisch nicht ausgeprägt.

Das vorherrschende strukturelle Element in der Trierer Bucht ist das diagonale Richtungssystem. Quer durch das Untersuchungsgebiet zieht eine der wichtigsten diagonalen Großstrukturen, der Südeifeler Zentralgraben. Der Verlauf des Rohrbachs im Nordwesten des Ferschweiler Plateaus (Abb. 4) zeichnet die Richtung der den Graben umrahmenden Störungslinien nach. Der maximale Versatz der weit durchhaltenden Nordwest-Störung beträgt 39 m, der der südöstlichen Randstörung im Bereich des Untersuchungsgebietes nur 5 m.

Im rheinischen Richtungssystem ist hier eine große NNE-SSW-streichende Grabenstruktur von Interesse, die Echternacher Grabenzone. Sie verläuft am Ostrand und weiter östlich des Untersuchungsgebietes. Bruchtektonisch nachgezeichnet wird sie durch eine kleine Störung am Südrand des Gebietes. Diese streicht etwa 15°. Das nach Südwesten zu stark ansteigende Gelände beeinflusst den Ausbissverlauf der ostwärts geneigten Störungsfläche, das Streichen der Störungslinie wird scheinbar „verflacht“. Eine weitere, etwa 10 bis 15° streichende rheinische Abschiebung erscheint im Norden. Auch sie setzt nach Osten, zur Echternacher Grabenzone hin ab. Etwas nördlich des Gebietsrandes erreicht sie ihren maximalen Versatz von etwa 28 m.

Zwei WNW-ESE-Störungen queren das Lias-Plateau des Heiderückens, die nördlichere davon ist vom Untersuchungsgebiet nicht mehr erfasst. Es handelt sich um konjugierte Bruchlinien des rheinischen Richtungssystems. Ursprünglich sind sie von BARTELS (1996) am östlichen Plateaurand kartiert worden. Die südlichere der beiden wurde

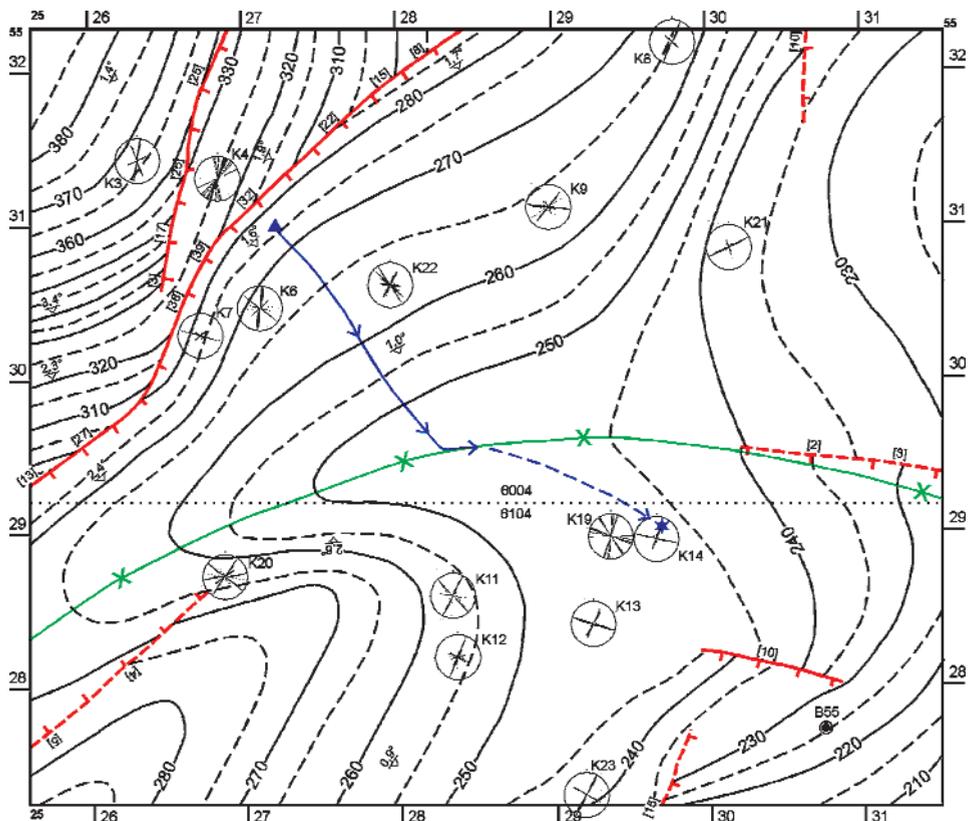


Abb. 8: Strukturkarte des Untersuchungsgebietes: Störungslinien, Kluftrosen und die Schichtlagerung des Bezugshorizontes km3R/km3St (Basis Steinmergelkeuper, Schichtgrenze kmm/kStu in Abb. 4). Darstellungsbereich gegenüber der Geologischen Karte im Norden verkürzt und nach Osten erweitert, Einfallwerte errechnet, B55 = Bohrung 55; blau = idealisierter unterirdischer Fließweg der Enz-Wässer, Dreieck: Schwinde S1, Stern: Quelle Q1; grün = Senkenachse.

später dann, aufgrund von neueren Befunden nach Westen verlängert, bis an den Westrand des Heiderückens. Südlich Holsthumberg ist nämlich eine markante Zerrüttungszone im Gebirge anzunehmen. Zwei gefasste Quellen im Luxemburger Sandstein, die mit einer Schüttung von jeweils 2 Litern pro Sekunde (GRONEMEIER 1976) auffällig ergebend sind, deuten darauf hin. Ein solcher Grundwasser-Andrang ist durch das dortige Einzugsgebiet nicht hinreichend erklärbar. Offenbar existiert hier eine störungsbedingte drainierende Wasser-Wegsamkeit vom zentralen Senkungsbereich der Trierer Bucht nach Westen hin (LGB & LUWG im Druck). Das sehr markant ausgebildete Kalksinter-Vorkommen des Naturdenkmals „Fels“ im Prümatal (A24) steht im Zusammenhang mit den hier in großen Mengen hangabwärts fließenden kalkreichen Wässern aus dem Luxemburger Sandstein. Die von GRONEMEIER (1976) erfassten Photolineationen („fracture traces“) in Luftbildern bestätigen ebenfalls die hier neu auskartierte WNW-ESE gerichtete Bruchzone. Wahrscheinlich entstand sie bei der känozoischen

Anhebung des Eifel-Ardennen-Raumes als jüngerer Nachbruch innerhalb der rheinischen Echternacher Grabenzone (DITTRICH 2009). Eine weitere, relativ kleine WNW-ESE-Störung existiert im Südosten des Untersuchungsgebietes.

Störungslinien sind im Untersuchungsgebiet nicht nur in Form von Abschiebungen verwirklicht. Auch Blattverschiebungen kommen vor. So ist entlang der großen, von Wettlingen bis über das Enztal hinweg verlaufenden Südwest-Nordost-Störung eine sinistrale (linkshändige) Horizontalbewegung anzunehmen, die altersmäßig eventuell im Untermiozän anzusiedeln ist (DITTRICH 2009; Kap. 6.5.).

3.2. Schichtlagerung

Vier vorliegende Schichtlagerungskarten (BARTELS 1996, VOGEL 1996, PONGRATZ 2000, PANKNIN 2003) wurden geringfügig überarbeitet, kombiniert und auf das aktuelle Untersuchungsgebiet zugeschnitten. Der Bezugshorizont der Gesamtdarstellung ist die Basis des Steinmergelkeupers (Schichtgrenze Rote Gipsmergel/Unterer Steinmergelkeuper, Tab. 1). Dabei handelt es sich um ein stratigraphisches Niveau, das in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes ansteht. Darüber hinaus war es sehr sicher auszukartieren gewesen. In den Regionen, wo stratigraphisch tiefere oder höhere Schichtgrenzen kartierbar waren, sind die Isolinien des Bezugshorizontes anhand von extrapolierten Daten ergänzt worden. Die Genauigkeit der resultierenden Schichtlagerungskarte kann als relativ hoch eingestuft werden. Allerdings handelt es sich bei der Steinmergelkeuper-Basis um ein stratigraphisches Niveau, das um einiges höher liegt als der Obere Muschelkalk, dessen Grundwasserstockwerk hier von Interesse ist. Die Enz-Schwinden liegen im Niveau der höheren Ceratitenschichten. Bis zur Steinmergelkeuper-Basis folgen also noch die höchsten Partien der Ceratitenschichten, der gesamte Unterkeuper, der Pseudomorphenkeuper, der (zweiteilige) Schilfsandstein, die Hauptsteinmergel-schichten und die Roten Gipsmergel (Tab. 1). Da alle diese Einzel-Einheiten keine gleichbleibenden Mächtigkeiten besitzen, sondern nach unterschiedlichen Gesetzmäßigkeiten variieren, existiert kein überall gültiger Zahlenwert, mit dem die Aussagen der dargestellten Schichtlagerungskarte unmittelbar umgerechnet werden können. Ebenso können die Einfallwerte der Abb. 8 nicht 1:1 auf das stratigraphische Stockwerk des Oberen Muschelkalks übertragen werden. In grober Näherung nehmen die Mächtigkeiten nach Nordwesten hin – in Annäherung an den ehemaligen Beckenrand hin – ab. Das skizzierte aufzusummierende Zwischenpaket müsste also eine gewisse Mächtigkeitsreduktion nach Nordwesten hin aufweisen. Das wiederum bedeutet, dass das Südost-Einfallen des für die Enz-Schwinden relevanten „Inner-Ceratitenschichten-Niveaus“ etwas stärker sein sollte als das des Bezugshorizontes. Eine Kontrollrechnung bestätigte dies. Sie zeigte, dass diese Differenz des Einfallbetrages von der Schwinde S1 bis zur Südost-Ecke des Untersuchungsgebietes – ungeachtet aller Kleinstrukturen entlang dieser Strecke – in der Größenordnung von $0,05^\circ$ liegt. Generelle Formelemente der Schichtlagerung und die dargestellten Bruchstrukturen sind zweifellos für beide stratigraphischen Horizonte gültig. Insofern liefert die Abb. 8 schon eine gute Näherung der auch für das Ceratitenschichten-Niveau relevanten Strukturen (mehr dazu in Kap. 6.).

Generell wird die Schichtlagerung des mesozoischen Deckgebirges vorbestimmt und ausgeformt durch das Störungsmuster im unterlagernden paläozoischen Sockel. Die dort angelegten Großstrukturen des diagonalen und des rheinischen Richtungssystems interferieren in ihren Auswirkungen im oberflächennahen Bereich.

Der Nordwesten des Untersuchungsgebietes lässt sich durch die dort vorhandenen Störungen in Teilschollen gliedern. Ganz im Westen deutet sich gerade noch das WSW-ENE-gerichtete Streichen an, das sich weit nach Westen hin fortsetzt (PONGRATZ 2000).

Weiter westlich ist auch eine – nicht mehr in das Untersuchungsgebiet hineinreichende – langgestreckte variszisch streichende Störungslinie vorhanden. Die Einfallwerte dieser südwärts geneigten Großscholle liegen zwischen 2° und $3,5^\circ$. Im Norden, in der Region Enzen-Halsdorf-Stockem-Wettlingen, existiert hingegen ein ost-südostwärts gerichtetes Einfallen mit Werten zwischen $1,5^\circ$ und 2° . Es dominiert dort das rheinische Richtungssystem, was sich auch in der NNE-SSW-streichenden Abschiebung ausdrückt (Kap. 3.1.).

Im Mittelteil des Untersuchungsgebietes paust sich maßgeblich das diagonale Richtungssystem durch. Südwestwärts gerichtetes Einfallen mit Werten zwischen $0,7^\circ$ und $2,5^\circ$ herrscht vor. Eine Senkungsachse im Südwesten zeichnet flexurhaft den Südeifeler Zentralgraben im Untergrund nach. Nach Osten hin biegt diese Tiefenzone um. Dies ist sowohl der schon in Kap. 3.1. beschriebenen Süd-abschiebenden Ost-West-Störung südlich Holstheimerberg zuzuschreiben, als auch dem Ausklingen der südöstlichen Randstörung des Südeifeler Zentralgrabens. Das Ende dieser Störung ist im höheren Steinmergelkeuper bei Schankweiler unmittelbar aufgeschlossen (PANKNIN 2003: A63; vgl. Klufftrose K20 in Abb. 8). Dort dokumentiert eine mehrfach dezimetertief versetzte, stufenartig nach Nordwesten hin abgesetzte Dolomitbank die Kleintektonik im Übergang der Abschiebung in eine Großflexur im Nordosten. Dementsprechend schwächt sich auch die im Südwesten des Untersuchungsgebietes noch sehr deutlich entwickelte Kulminationszone ab. Sie markiert die im Untergrund angelegte tektonische Hochscholle südöstlich des Südeifeler Zentralgrabens. Eine ihr entsprechende Aufwölbung südlich von Schankweiler ist auch in einem Nordwest-Südost-verlaufenden geologischen Profilschnitt durch das nördliche Ferschweiler Plateau erkennbar (Profilschnitt A-A', LGB & LUWG im Druck).

Das von Kleinstörungen modifizierte Südost-Einfallen im Südosten des Untersuchungsgebietes ist zur überregionalen Senkungsachse der Trierer Bucht gerichtet. Diese verläuft im östlichen Ferschweiler Plateau noch in Südwest-Nordost-Richtung, um dann nach Norden hin, am Ostrand des Heiderückens, in die NNE-SSW-Richtung einzuschwenken. Von den bei GRONEMEIER (1976) dargestellten, aus Luftbildern abgeleiteten Photolineationen wird die Richtung dieser Großachse nachgezeichnet.

3.3. Klufftsysteme

Die in der geographischen Diplomarbeit HERMLE (2008) dokumentierten Klufftwerte (Azimut-Messungen) und die daraus mit dem Programm GEOrient 9.2 erstellten Rosen-Darstellungen mussten generell überprüft werden. In allen Fällen war es zu methodischen Unsicherheiten bei der programmgesteuerten graphischen Umsetzung der Werte gekommen. Ebenso war die Datenerhebung vor Ort im Gelände nicht immer treffsicher gewesen. In einem Versturzareal am Steilhang (A4) und in einem stark verwachsenen Steinbruch (A22) waren teilweise nicht mehr anstehende Blöcke eingemessen worden, so dass zwar viele Messwerte gewonnen werden konnten, die resultierenden Rosen aber nicht glaubhaft waren. In Abb. 8 sind generell erneuerte, mit dem Programm StereoNett erstellte Klufftrosen eingefügt worden. Dafür wurden ausschließlich geprüfte, teilweise auch nach-erhobene Messwerte verwendet (vgl. Anhang).

Für Klufftmessungen eigneten sich vor allem die spröden Dolomite des Oberen Muschelkalks hervorragend. Insbesondere an den (Prall-)Hängen der Enz sind diese gut erschlossen. Auch der Luxemburger Sandstein (li2) auf der Anhöhe des Hartbergs wurde ausgewertet, da es sich dabei gleichfalls um ein gut geklufftetes Gestein handelt. Auch versprach die günstig gelegene Messlokation eines alten Sandstein-Bruchs (A22) wichtige Informationen über die Klufftrichtungen im Gebirge unmittelbar zwischen den Enz-Schwinden und dem Austrittsort an der Holstheimer Mühle.



Abb. 9: Flussbett der Enz bei Schankweiler mit zwei Kluftrichtungen im unmittelbar erkennbaren anstehenden Oberen Muschelkalk (A19, R 25 27 870 H 55 29 180, Foto: aus PANKNIN 2003).

Rasch stellte sich heraus, dass nahezu sämtliche Klüfte in etwa saiger stehen (HERMLE 2008). Die Klufflächen fallen mit 80 bis 87° bzw. 80 bis 90° ein (K3 bzw. K6 und K19), meist besteht sogar eine maßgebliche Beschränkung der Einfallwerte auf den Bereich von 85 bis 90° (K11, K14, K22). Demgemäß wurde eine Darstellung in Form von Kluffrosen gewählt.

Bei einer Anzahl von Messwerten unter 15 (K4 und K19: $n = 11$) wurde anstelle der sonst üblichen prozentualen Darstellung (5°-Klassen) eine Eintragung von Einzelrichtungen innerhalb der Richtungsrose vorgenommen.

Variszische Richtungselemente in den Kluffrosen erscheinen nur vereinzelt. Am deutlichsten ist dies im 60 bis 70°-Maximum der Kluffrose K21 im Naturschutzgebiet „Keuper“ nordöstlich von Peffingen erkennbar (BARTELS 1996: A89). Weitaus schwächer deutet sie sich in einer Kluffrose K12 (PANKNIN 2003: K3) westsüdwestlich von Holsthum an. In beiden Fällen ist diese Richtung jedoch nicht für die Schichtlagerung von Bedeutung (Abb. 8). Die Rose K3 südlich von Enzen (HERMLE 2008: K2) dokumentiert anteilig variszische und die dazu konjugierten Kluftrichtungen. In dieser nordwestlichen Region prägt dieses Richtungssystem auch das Schichtstreichen (Kap. 3.2.).

Diagonale und rheinische Richtungen (35-50° bzw. 5-20°) sind häufig in den Kluffrosen vertreten. Zusätzlich erscheinen oft auch die konjugierten, senkrecht dazu verlaufenden Richtungen. Besonders oft zeichnen die Klufflächen die 95 bis 110°-streichende WNW-ESE-Richtung nach. Dies ist im mittleren und südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes der Fall (K9 und K22 bzw. K11, K13, K14 und K19).

Im Nahbereich von Störungen dokumentieren die Kluftrichtungen die lokale Beanspruchung des Gebirges. In anderen Fällen zeichnen die Kluftrichtungen das Schichtstreichen nach. Im Südosten des Untersuchungsgebietes wird damit gleichzeitig das NNE-SSW-Streichen der überregionalen Senkenachse der Trierer Bucht abgebildet.

Das im Oberen Muschelkalk bei Schankweiler ausgebildete Kluftmuster hat PANKNIN (2003) fotografisch dokumentiert (Abb. 9). Unmittelbar nach starken Regenfällen waren im Enzlauf größere Mengen von quartärem Sediment abtransportiert worden. Dort sind nunmehr zwei Klufscharen erkennbar geworden (8-14° und 108-112°), die das im Flussbett anstehende Gestein in Blöcke zerteilt haben. Diese Kluftrichtungen bilden das lokale Schichteinfallen und -streichen ab.

4. Karstphänomene im Oberen Muschelkalk der Trierer Bucht

In etwa 8,5 km Entfernung vom Bereich der Enz-Schwinden, in Südwest-Richtung, existiert eine sehr ausgedehnte Klufthöhle (Abb. 10). Sie liegt bei Moestroff, in Luxemburg, und durchzieht das Hauptmuschelkalk-Plateau zwischen den Flusstälern von Our und Sauer (Abb. 1). Der Eingang der Höhle liegt 8 m über dem Fuß der Steilwand, so dass sie nicht ohne weiteres begangen werden kann. Ein Abseilen von oben oder die Verwendung von hohen stabilen Leitern sind nötig (MASSEN et al. 1994).

In der Ausformung des Höhlensystems bildet sich das dort entwickelte Kluftmuster deutlich ab. Aus den abgerundeten Formen der Gangquerschnitte ist die Anlösung des Karbonatgesteins unmittelbar abzulesen. Dies vermittelt einen Eindruck vom Ausmaß der Karbonatlösung (NEUMANN-REDLIN 1971). Die Ausdehnung des Höhlensystems ist erheblich. MASSEN et al. (1994) geben dazu (nach bisherigem Kenntnisstand) geschätzte 1,8 Hektar an, mit einer rechnerisch kalkulierten Gesamtlänge der Ganggalerien von knapp 10 Kilometern. Allerdings reicht der bisher genauer aufgenommene Teil der Klufthöhle nicht weiter als 170 m in den Berg hinein. Eine unterirdische Verbindung zum Ourtal im Nordosten bzw. Osten ist wahrscheinlich, bislang aber noch nicht entdeckt und genauer lokalisiert worden.

Wenige Meter unterhalb der Höhlenbasis existieren weitere, schwächer entwickelte Verkarstungsniveaus (Abb. 11). Deren Leiterbahnen sind zum überwiegenden Teil von tonigem Material versiegelt.

Die verschiedenen Verkarstungsniveaus liegen im oberen Teil des dort knapp 50 m mächtigen Oberen Muschelkalks, in den Ceratitenschichten (MOZ, MAQUIL et al. 1994). Ebenso wie im Untersuchungsgebiet sind diese aufgebaut aus unterschiedlich mächtigen Bänken von Dolomiten und Mergeln.

Angesichts der geringen Löslichkeit von Dolomit, die deutlich unter der von Kalkstein liegt, ist ein derartig weit entwickeltes Höhlensystem erstaunlich. Insbesondere die Dimensionen der Gangquerschnitte von gelegentlich bis über 1 m sind beachtlich. Es handelt sich um eine fossile Karsthöhle, heute liegt sie mehr oder weniger trocken. Der heutige Grundwasserspiegel liegt deutlich tiefer (MAQUIL et al. 1994). Starke Klufferweiterungen könnten zu der Zeit stattgefunden haben als die Höhle im Bereich des Grundwasserspiegels lag. Tatsächlich lässt sich ihre Höhenlage (ca. 255 m ü. NN, MAQUIL et al. 1994: Abb. 3.1) mit einem älteren Terrassenniveau der Sauer korrelieren (LUCIUS 1948). Im nahegelegenen Mündungsbereich der Our wird dieses Niveau der Höhenterrasse zugeordnet (LGB & LUWG im Druck).

Trotz des beachtlichen Höhlensystems bei Moestroff/Sauer hat sich nach den Ergebnissen von NEUMANN-REDLIN (1971) im sonstigen Hauptmuschelkalk Luxemburgs noch kein ausgeprägter Karstwasserhaushalt herausgebildet. Grundwässer aus dem luxem-

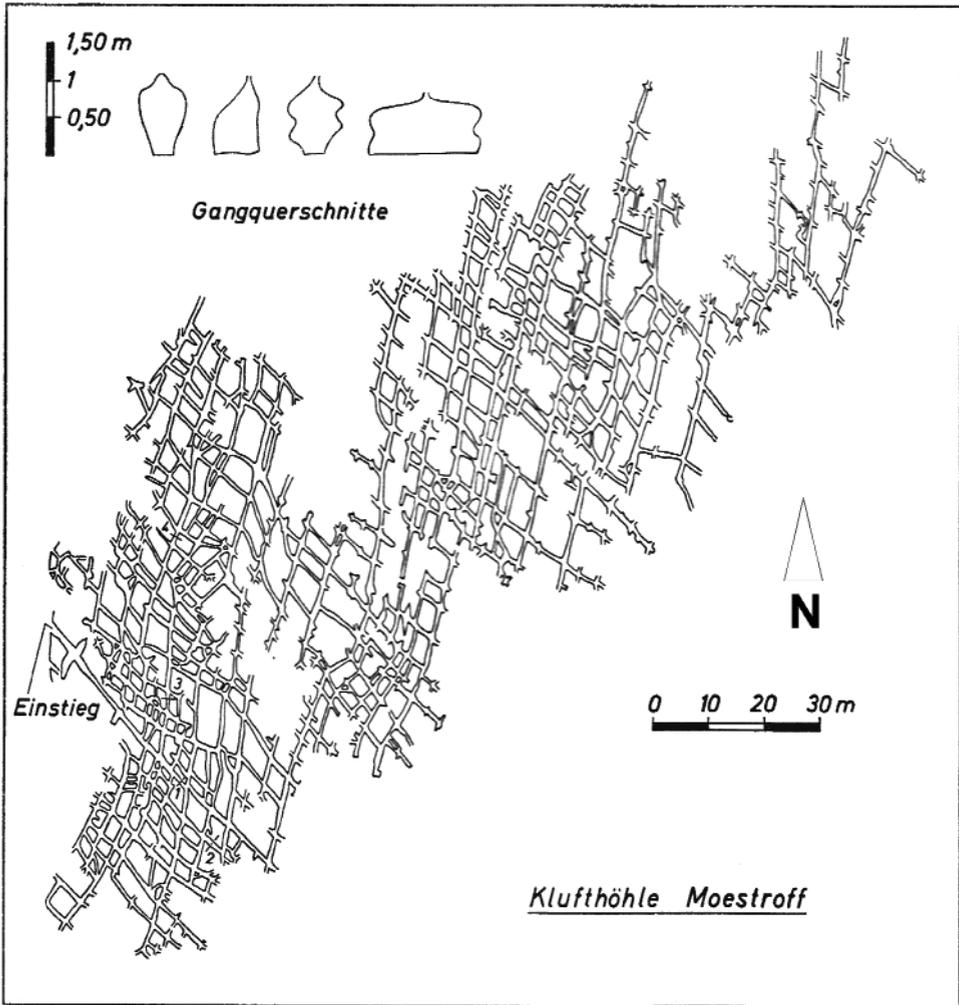


Abb. 10: Grundriss des Höhlensystems bei Moestroff/Sauer in Luxemburg (aus: NEUMANN-REDLIN 1971, aufgenommen von der Groupe Spéléologique Luxembourgeois von 1961 bis 1964; graphisch geringfügig verändert) und verschiedene Gang-Querschnitte.

burgischen Oberen Muschelkalk sind stark mineralisiert und hart (Härteskala nach KLUT: ziemlich hart bis sehr hart).

Karstphänomene im Oberen Muschelkalk sind auch auf deutschem Gebiet zu beobachten. WAGNER (1984) beschreibt eine regional vorkommende Verbraunung, mit lediglich Siltkorn-großem - „Absanden“, der Dolomite, die das Material unbrauchbar für eine Gewinnung als Hartstein machen. Verwitterungstiefen von bis zu mehreren Zehner Metern wurden erwähnt. Dies gilt insbesondere für den Bereich der Wasserscheiden zwischen Sauer und Kyll sowie zwischen Mosel und Saar, wo der Obere

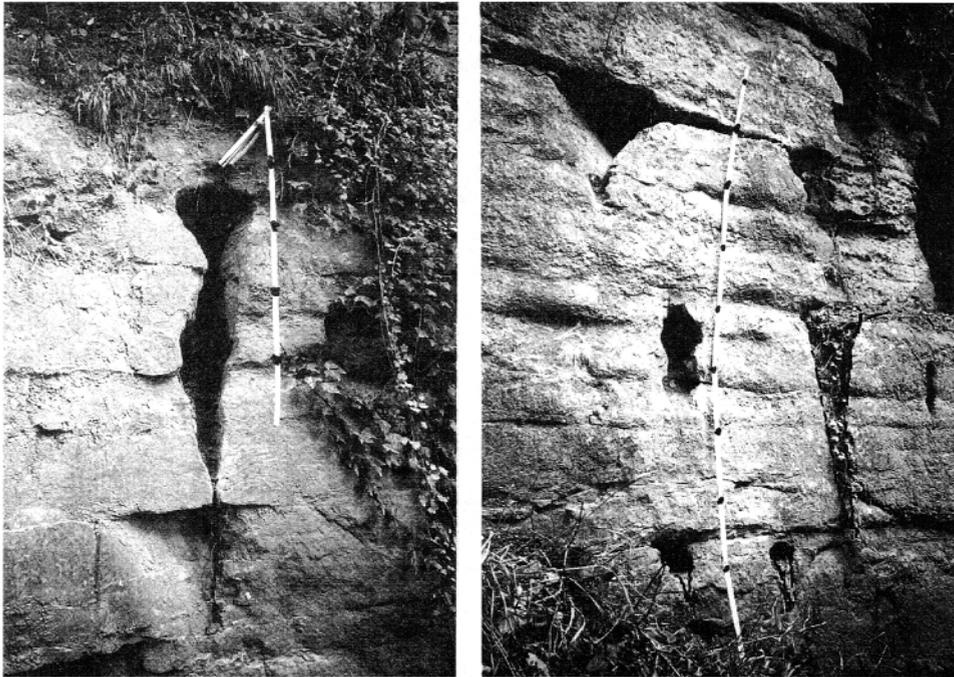


Abb. 11: Geringer ausgeprägte Verkarstung von Dolomiten des Oberen Muschelkalks 1 bis 3 m unterhalb des Höhlensystems von Moestroff/Sauer. Sichtbar sind dezimetergroße, sich nach unten verengende Klüfterweiterungen (Fotos: R. MAQUIL, Maßstabssegmente: 20 cm).

Muschelkalk relativ hoch gelegen ansteht. WAGNER (1987) nannte dafür Höhenlagen von 340 bis 360 m ü. NN. Proben an „absiltenden“ Schlottenwänden zeigten, dass das feinkörnige Verwitterungsmaterial aus kleinen Dolomitplättchen besteht. Auch eine unregelmäßige kleinmaßstäbliche randliche Dedolomitierung konnte in den Schlotten gelegentlich festgestellt werden. In einem Spätstadium der Verwitterung ist das Dolomitgestein zersetzt in Einzelkörner und kleinere knollige Dolomitkörper, eingebettet in einer residualen Lehmmatrix.

Die Karbonatlösung, verbunden mit der Freisetzung von nichtkarbonatischen Eisenhaltigen Bestandteilen (Ton, FeOOH), ist bei warm-feuchtem Klima begünstigt. Sie hat wohl schon im späten Mesozoikum begonnen. Bei Speicher ist eine solche Verwitterungsbildung noch unter eoziänen Tonen nachgewiesen worden (WAGNER 1984, 1987). SCHRÖDER (1983: S. 249) notierte eine Terra fusca-Bildung, die im Tertiär und auch in den pleistozänen Interglazialen stattgefunden habe. Diese Terra fusca (lateinisch für braune Erde) sei in ebenen Gebietslagen noch großflächig erhalten geblieben, meist jedoch nur noch in Spalten anzutreffen. Ein Vorkommen über Hauptmuschelkalk-Dolomiten bei Helenenberg, etwa auf halbem Weg zwischen Bitburg und Trier, ist näher untersucht worden. Im Gegensatz zum Illit-dominierten Tonanteil der Ausgangsgesteine (RÖßLE et al. 1999) ist in den in situ vorkommenden Terra fusca-Paläoböden Kaolinit das dominierende Tonmineral.

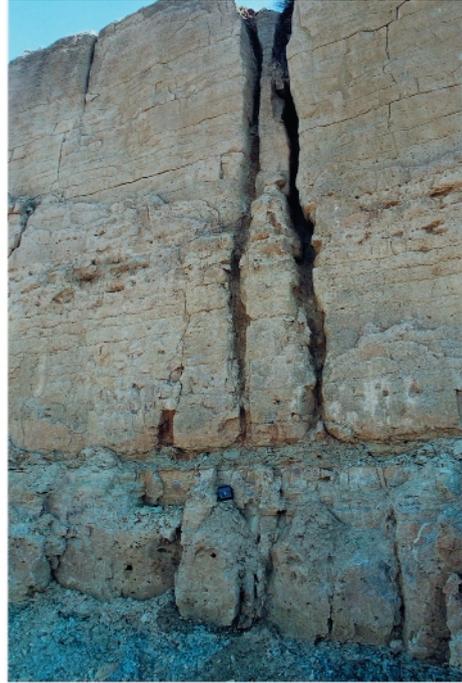
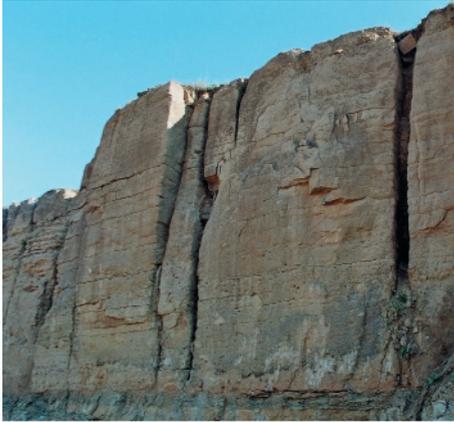


Abb. 12: Kluftgebundene Karstschlotten in den Oberen Ceratitenschichten (mo2C2) im Steinbruch Meckel (Fotos: D. DITTRICH). Erkennbar sind auch die auf feinverteilte Pyrit-Gehalte zurückzuführenden graublauen Farben der noch unverwitterten Tonmergelzwischenlagen im Liegenden.



Abb. 13: Karstchlotten in den Oberen Ceratitenschichten (mo2C2) im nordwestlichen Teil des Steinbruchs Meckel, in unmittelbarer Nähe einer flexurellen Schichtabiegung (Foto: D. DITTRICH).

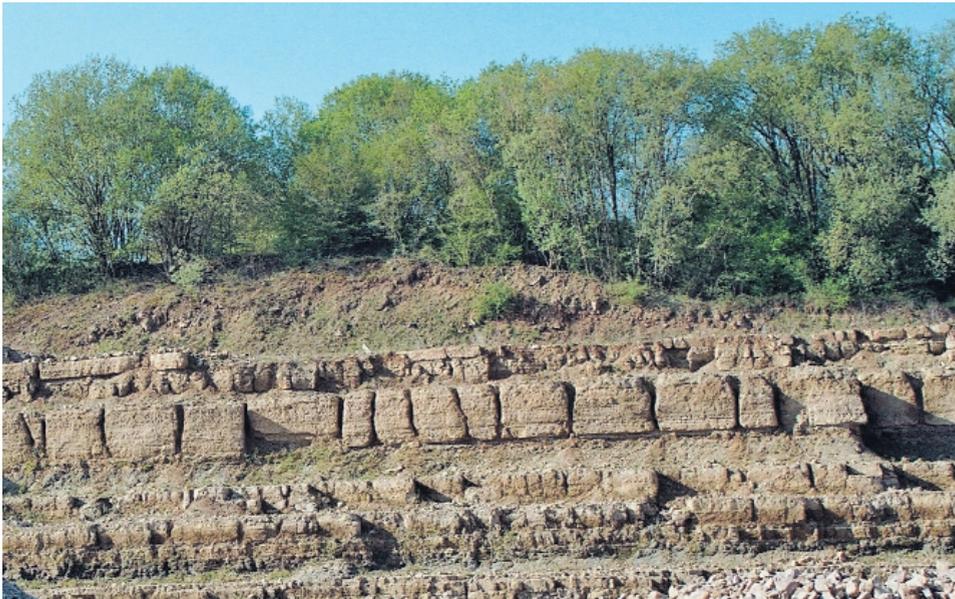


Abb. 14: Steilwand im südwestlichen Teil des Steinbruchs Meckel. Deutlich erkennbar sind lösungsbedingte Klüfterweiterungen in den Dolomitpaketen der Oberen Ceratitenschichten (mo2C2), die an den unterlagernden Mergeln enden (Foto: D. DITTRICH).

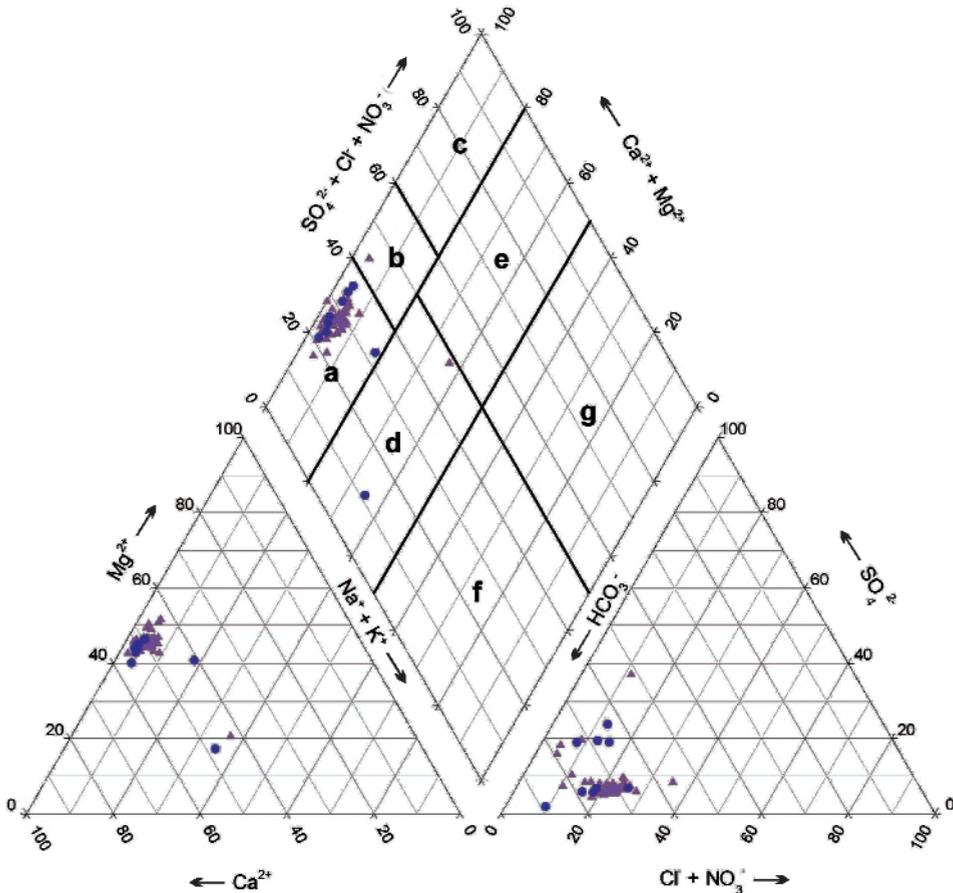


Abb. 15: Grundwasser-Zusammensetzung von Brunnen und Grundwasser-Messstellen (Punkte) und von Quellen (Dreiecke) im Oberen Muschelkalk der Trierer Bucht (LGB & LUWG im Druck, Angaben in mmol(eq)%). Die Buchstabenfelder kennzeichnen die Grundwassertypen nach FURTAK & LANGGUTH (1967): Feld a = Normal erdalkalische Wässer, überwiegend hydrogencarbonatisch.

Im Dolomitsteinbruch bei Meckel (TK 25, Blatt 6105 Welschbillig) treten auffällig stark entwickelte Karstschlotten auf (Abb. 12 bis 14; vgl. auch DITTRICH 2009: Abb. 21). Sie sind unmittelbar an das lokale Kluftsystem geknüpft und durchsetzen die Dolomitpakete in den Oberen Ceratitenschichten (mo2C2, Tab. 1). Es erscheinen hier bis über 50 cm breite Kluftweiterungen, weit überwiegend lehmig verfüllt. Das zugrunde liegende Kluftsystem entstand wohl im frühen Oligozän, als das Deckgebirge der Trierer Bucht einer starken WNW-ESE-Dehnung unterworfen war (DITTRICH 2009).

Die Hauptmuschelkalk-Plateaus am Nordwestrand der Trierer Bucht waren auch von einer tertiären Verwitterung und Verkarstung betroffen (WAGNER 1984: Abb. 3). Sie sind jedoch dahingehend bislang nicht näher bearbeitet worden. Im Norden, auf den Blättern 5904 Waxweiler und 5905 Kyllburg, auf den vom Oberen Muschelkalk gebildeten

Hochflächen, hat LEPLA (1908) ausgedehnte Verlehungen beschrieben. Auskartiert und notiert wurden dort flächenhaft verbreitete, oft mehr als 2 m mächtige dunkelockerbraune, nahezu karbonatfreie Lehmdecken. Typische Merkmale sind recht geringe Sandanteile und bis „nußgroße“ Bohnerz-Kügelchen. Diese Lehme wurden von LEPLA als Rückstand von tertiärzeitlich verwitterten Karbonatgesteinen gedeutet.

Ein Verkarstungsphänomen im zentralen Teil der Trierer Bucht sind die Schwinden des Fleißbachs und des Kranzbachs nördlich Bollendorf (TK 25 Blatt 6104 Bollendorf: R 25 25 450-650 H 55 25 400-750). Die im höchsten Oberen Muschelkalk absinkenden Wässer treten zusammen mit anderen Grundwässern weiter südlich, am Sauerufer (teilweise) wieder zutage.

Dolomitlösung findet auch gegenwärtig noch statt. Die Mineralisierung der Grundwässer des Oberen Grundwasserstockwerks liefert schon durch das ungewöhnlich ausgeglichene Mengenverhältnis von Ca^{2+} - und Mg^{2+} -Kationen ein unmittelbares Abbild der Dolomitlösung. Dementsprechend erscheint Hydrogenkarbonat als das maßgebliche Anion. Der Wassertyp ist klassifizierbar als normal erdalkalisch, „überwiegend hydrogen-karbonatisch“ (Abb. 15).

Nur gelegentlich zeigt sich bei den Kationen ein schwaches Überwiegen von Kalzium. Dies ist eher in den tieferen Lagen der Fall, in Brunnen und Grundwassermessstellen, wo im Oberen Muschelkalk in geringen Mengen noch unabgelaugte Kalzium-Sulfate (Gips, Anhydrit) vorhanden sind (Kap. 2.). Der pH-Wert von Hauptmuskalk-Wässern liegt über sämtliche Brunnen und Grundwassermessstellen gemittelt bei 7,5 (LGB & LUWG im Druck).

An den Quellaustritten und unterhalb davon bilden sich Kalksinter. Dies gilt zwar hauptsächlich für die Grundwässer aus dem Luxemburger Sandstein (li2; Abb. 6), in geringerem Umfang aber auch für solche aus dem Oberen Muschelkalk. Zahlreiche Faktoren führen beim Austritt der Grundwässer zu einer stark herabgesetzten Löslichkeit für Karbonat. Zu nennen sind Temperaturerhöhung, Druckentlastung, das Entweichen von CO_2 , die Einwirkung von Pflanzen und eine Erhöhung der Lösungskonzentration durch Zerreiben und Verdunsten der Quellwässer. Als kleinmaßstäbliche quartäre Bildungen entstehen so weiße bis hellgraue lockere, poröse Quelltuffe (Kalksinter), die das anstehende Gestein überdecken.

5. Tracerversuch

Ein Markierungsversuch sollte dazu beitragen, genaueres über die Enz-Schwinde, die Fließwege im Untergrund und die Orte des Wiederaustritts zu erfahren. Die nachfolgenden Ausführungen dazu basieren weitestgehend auf der geographischen Diplomarbeit von HERMLE (2008).

Zwei Markierungsversuche waren früher schon durchgeführt worden. In historischer Zeit hatte man eine Markierung mittels Dinkelhülsen („Spelzepellen“) vorgenommen, anlässlich eines Prozesses der Müller von Enzen und Holsthum, bei dem um Wasserrechte gestritten wurde (ZENDER 1966: S. 97). Damit war erstmals der Beweis einer hydraulischen Verbindung zwischen einem Schluckloch südöstlich von Enzen und einem Quellaustritt nördlich der Holsthum Mühle im Prümatal erbracht. Vor ca. 15 Jahren wurde dann ein Markierungsversuch mit einem Farbstoff unternommen. Damit hatte man dem Phänomen der Schwinden näher auf den Grund gehen wollen. Die näheren Umstände dieses Versuches – die Art und die Menge des eingesetzten Tracers – sind leider nicht mehr in Erfahrung zu bringen. Allerdings ist die Zeitspanne zwischen der Eingabe und dem ersten Auftreten des Farbstoffs bekannt, es waren 8 bis 9 h (mündl. Mitt. Herr S. BÜRGER/Holsthum).

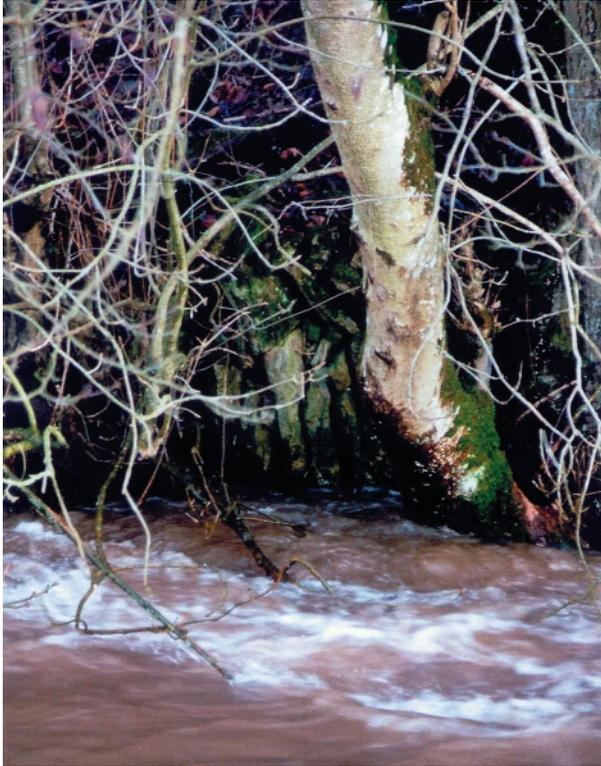


Abb. 16: (Haupt-)Schwinde S1 bei hohem Wasserstand der Enz (TK 25 6004 Oberweis: R 25 27 190 H 55 31 020, Foto: S. HERMLE).

Das Prinzip eines Markierungsversuchs ist sehr einfach. Ein Markierungsstoff (engl.: Tracer) wird dabei in Fließgewässer oder unmittelbar in Grundwässer eingebracht, um Fließwege und Fließigenschaften (Fließzeiten, Geschwindigkeiten, Dispersion usw.) ermitteln zu können. An ausgewählten Beobachtungsstandorten wird das Wiederauftreten des Farbstoffs dokumentiert. Dadurch lassen sich Aussagen über die Fließwege des Grundwassers und die Verweilzeiten im durchflossenen Gebirgskörper treffen. Notwendig ist jedoch eine präzise Versuchsvorbereitung und -durchführung.

Problematisch für die hier dargelegte Versuchsdurchführung war die Tatsache, dass die Enz in Bearbeitungszeitraum zu keinem Zeitpunkt trocken fiel. Dies lag sicherlich auch an der Jahreszeit. Der spätherbstliche Zeitraum der Untersuchungen lag in der Prüfungsordnung der Universität Trier und den dadurch vorgegebenen Abläufen begründet. Sowohl die Untersuchungsarbeiten als auch die Interpretation waren dadurch erschwert.

Zunächst wurde die (Haupt-)Schwinde genauer lokalisiert. Sie liegt unter einem unterspülten Wurzelstock (Abb. 16). Im Bett der Enz stehen dort klüftige Dolomite des höheren Oberen Muschelkalks an (Ceratitenschichten).

Schnell wurde jedoch klar, dass dies nicht die einzige Stelle ist, an der Enz-Wasser im unterschnittenen Uferbereich versickert. Mithilfe eines einfachen Versuches konnten

weitere Schwinden lokalisiert werden. Dazu wurden Papierschnipsel oder mit einem Filzstift markierte Laubblätter kurz vor den vermuteten Schlucklöchern in die Enz gegeben. Leider war auch dort der Wasserstand der Enz noch so hoch, dass ein Großteil der Blätter bzw. Papierschnipsel schnell flussabwärts weiter floss. Eine gewisse Anzahl davon wurde jedoch an den Grund der Enz bzw. unter weitere Wurzelstöcke am Ufer gesogen. Demzufolge ist von mindestens sechs weiteren Schwinden auszugehen (Tab. 2). Nach der topographischen Karte (TK 25, Blatt 6004 Oberweis) liegen sie auf Höhen von etwa 224 bis 225,5 m ü. NN. In ihrer Umgebung stehen die geklüfteten Dolomite des Oberen Muschelkalks an.

Tab. 2: Lokalisierung der Enz-Schwinden zwischen Enzen und Schankweiler (TK 25 6004 Oberweis).

Schwinde	Rechtswert	Hochwert
S1	25 27 190	55 31 020
S2	25 27 140	55 31 110
S3	25 27 100	55 31 140
S4	25 27 020	55 31 120
S5	25 27 210	55 30 940
S6	25 27 190	55 30 910
S7	25 27 150	55 30 880

Eine wichtige Entscheidung betraf die Art des Tracers. Allgemein wird unterschieden zwischen künstlichen und „natürlichen“ Markierungsstoffen (Käss 2004). Unter einer „natürlichen“ Markierung versteht man die Untersuchung des Wassers auf spezifische Inhaltsstoffe oder sonstige Eigenschaften, die zur Identifizierung dienen und so einer Markierung gleichkommen. Bei einer künstlichen Markierung erfolgt eine Eingabe von Zusatzstoffen in das zu untersuchende Wasser. Dabei werden hohe Anforderungen an den Tracer gestellt. Um die Wasserbewegung optimal abbilden zu können, sollte er eine gute Wasserlöslichkeit haben, chemisch stabil sein und eine möglichst geringe Sorptionstendenz aufweisen. Im Normalfall sollten davon keine oder nur sehr geringe Konzentrationen im Grundwasser vorhanden sein. Darüber hinaus sollte er eine niedrige Nachweisgrenze besitzen und gut quantifizierbar sein. Nicht zuletzt ist natürlich auch Unbedenklichkeit für Mensch, Tier und Pflanze vonnöten.

In der hydrogeologischen Praxis wird häufig auf Fluoreszenztracer zurückgegriffen (Käss 2004). Deren Vorteile sind die niedrigen Nachweisgrenzen und deren vergleichsweise einfache Handhabung (BWG 2002). Die fluorimetrische Messung wertet zwei Wellenlängen aus; erfasst werden die Anregungs- und die Fluoreszenz-Wellenlänge (Excitations- bzw. Emissions-Wellenlänge). Der am häufigsten verwendete Markierungsstoff ist Uranin (Natriumfluoreszein, $C_{20}H_{10}Na_2O_5$). Es zeichnet sich durch eine sehr gute Nachweisbarkeit und eine geringe Sorptionsneigung aus. Dies reduziert die Menge des einzusetzenden Tracers.

Die Fluoreszenzintensität ist abhängig vom pH-Wert. Maximale Fluoreszenz erreicht Uranin bei pH-Werten über 8,5. Die in den Quellwässern des Untersuchungsgebietes gemessenen pH-Werte liegen im Mittel bei 8,16 (24 Messwerte, Spannbreite: 7,95 bis 8,46).

Die Tracermenge an der Eingabestelle sollte so gewählt werden, dass an den Beprobungsstellen mittlere Konzentrationen von 1 bis 3 g/m³ auftreten. Die maximale Kon-



Abb. 17: Bei der Tracereingabe (Bild links) fluoreszierte die mit Uranin gefüllte Baumwolltasche gelb (Bild rechts, Fotos: S. HERMLE).

zentration sollte etwa 10 mg/m^3 betragen (WERNLI 2003). Jedoch ist bei einer Erstbeprobung eine genauere Berechnung der Tracermenge naturgemäß unmöglich. Diesbezüglich notiert WERNLI: „für eine genaue Berechnung der für einen Versuch nötigen Eingabemasse müsste man auch jene Parameter im voraus kennen, welche sich erst als Ergebnis des Markierversuches ergeben“. Bei verkarsteten Kluftgrundwasserleitern wie dem Oberen Muschelkalk wird die Abschätzung der Eingabemasse noch schwieriger. Es existieren Berechnungsformeln von verschiedenen Autoren, die eine gewisse Orientierung geben sollen, die jedoch stark voneinander abweichende Ergebnisse liefern. Die Spanne der dabei errechneten Eingabemengen reichte von $0,64 \text{ kg}$ bis $6,6 \text{ kg}$. Im vorliegenden Fall wurde eine Eingabemenge von 1 kg Uranin festgelegt (Uranin AP von MERCK, Colour Index-Nr.: 45 350).

Wichtig für die spätere Auswertung war die Auswahl der Beprobungsstellen und die Festlegung des Beprobungsrhythmus. Die durch die erwähnten älteren Markierungsversuche nachgewiesenen hydraulische Verbindung zwischen den Schwinden und der Quelle 1 nördlich der Holsthumer Mühle sollte quantitativ beprobt werden. Dies sollte später Aussagen über die Tracergeschwindigkeit und damit über die Gebirgsdurchlässigkeit erlauben. Der ursprünglich aufgestellte Beprobungsplan sah am Tag der Tracereingabe – nach dreistündiger Wartezeit nach der morgendlichen Eingabe – eine stündliche Beprobung vor. Am darauffolgenden Tag sollten dann drei weitere Proben im Abstand von 8 Stunden genommen werden und noch eine am übernächsten Tag früh morgens. Weitere Quellaustritte unterhalb der Höhenlage der Schwinden waren im Gelände aufgesucht worden. Davon wurden fünf als weitere Beprobungsstellen festgelegt. Diese sollten lediglich qualitativ beprobt werden, um festzustellen, ob der eingegebene Farbstoff dort nachweisbar ist oder nicht, damit Aussagen über die flächenhafte bzw. räumliche Ausbreitung des Wassers im Untergrund möglich würden. Deshalb

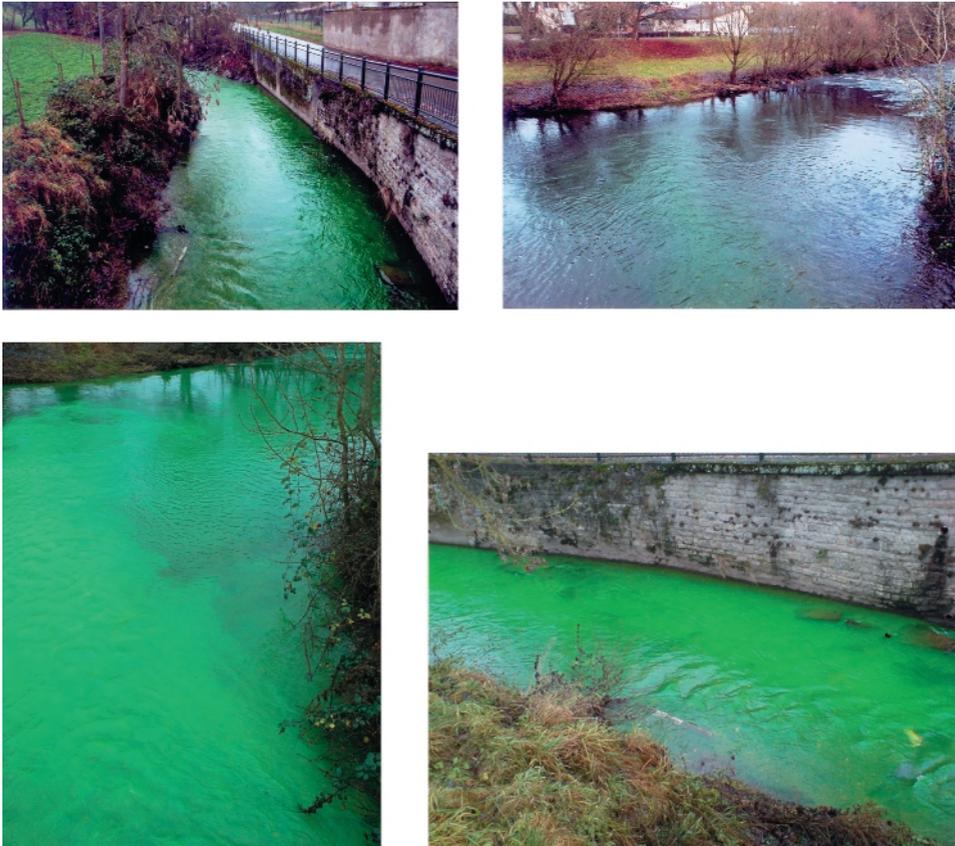


Abb. 18: Durch Uranin grün gefärbte Enz in Holsthum (oben links). Geringer (oben rechts) und später dann starker (unten links) Eintritt von Tracer-durchsetzten Enz-Wässern in die Prüm, als die Hauptmenge des Färbemittels zufließt (unten rechts).

sollte an den Quellen 2 bis 6 jeweils nur zwei Proben genommen werden und zwar 1 Stunde vor dem errechneten möglichen Farbaustritt und 1 Stunde nach dem berechneten Austritt. Der Zeitpunkt des möglichen Farbaustritts wurde anhand der bekannten Grundwasser-Fließgeschwindigkeit (Abstandsgeschwindigkeit), wie sie durch den früheren Tracertest ermittelt worden war, und dem jeweiligen Abstand zur (Haupt-)Schwinde S1 errechnet.

Vor der Durchführung des Versuchs wurde eine Genehmigung bei der Oberen Wasserbehörde Trier eingeholt. Auch wurden die zuständigen Behörden – Polizei, Feuerwehr, Ortsbürgermeister – darüber informiert.

Der Markierungsversuch wurde am 25.11.2007 vorgenommen. Die Eingabe des Tracers erfolgte um 7.15 Uhr. Die in Pulverform vorliegende Tracersubstanz wurde dafür in eine Baumwolltasche gegeben und ca. 2 m vor der Hauptschwinde am Ufer in die Enz eingetaucht (Abb. 17 und 18).

Tab. 3: Messwerte Quelle 1, nördlich Holsthumer Mühle, 3181 m Distanz zur Hauptschwinde S1, Schüttung: ca. 300 l/min (Daten aus HERMLE 2008).

Datum	Uhrzeit	Wasser- temperatur [°C]	pH-Wert	Wasserfärbung	Uranin [µg/l]
25.11.2007	6.30	10,1	8,30	(vor der Tracer-Ein- gabe um 7.15 Uhr)	---
25.11.2007	10.00	---	---		< 0,01
25.11.2007	13.00	10	8,29		< 0,01
25.11.2007	14.00	10	8,21		< 0,01
25.11.2007	15.00	9,8	8,17		< 0,01
25.11.2007	16.00	9,7	8,16		< 0,01
25.11.2007	17.00	9,4	7,95		< 0,01
25.11.2007	18.00	9,4	8,20		< 0,01
25.11.2007	19.00	9,5	8,18		< 0,01
25.11.2007	20.00	9,1	8,17	leichte Grünfärbung?	88
25.11.2007	20.30	9,8	7,96	Grünfärbung	201
25.11.2007	21.15	9,9	8,08	Grünfärbung	172
25.11.2007	22.00	9,6	8,13	Grünfärbung	69,8
25.11.2007	22.30	9,6	8,17	leichte Grünfärbung?	33,4
26.11.2007	7.00	8,5	8,46		3,13
26.11.2007	14.00	9,6	8,34		3,41

Der erste, noch kaum sichtbare Farbaustritt an Quelle 1 trat nicht nach etwa acht Stunden – wie es angenommen worden war –, sondern erst nach knapp 13 Stunden auf (Tab. 3). Der zuvor stündliche Beprobungsrhythmus wurde daraufhin geändert. Es wurde nunmehr häufiger beprobt und noch bis 15 h 15 Minuten nach der Tracer-Eingabe (bis 22.30 Uhr). Am nächsten Tag wurden dann noch zwei weitere Proben genommen (um 7.00 und 14.00 Uhr).

Die Wasserproben wurden mit großer Achtsamkeit hinsichtlich Fremdkontamination genommen und in Braunglasflaschen lichtgeschützt deponiert. Die Analyse wurde durch die von Frau Prof. Dr. B. Reichert geleitete hydrogeologische Arbeitsgruppe an der Universität Bonn mit einem Fluoreszenzspektrometer durchgeführt.

Die Alternative wäre gewesen, die Wasserproben mit dem Photometer der Universität Trier kolorimetrisch – nur anhand von einer einzigen Wellenlänge – zu analysieren. Bei einer solchen photometrischen Untersuchung liegt die Nachweisgrenze jedoch vergleichsweise hoch, nämlich bereits bei 5 bis 10 mg/m³. Käss (2004) bezifferte den Unterschied der Nachweisgrenzen auf etwa vier Größenordnungen. Deshalb wurde davon abgesehen, die Analysen in Trier durchzuführen.

Aus den übermittelten Laborwerten wurde eine Tracerdurchgangskurve für die Quelle 1 erstellt (Abb. 19). Erst nach einem errechneten Zeitraum von 12 Stunden und 9 Minuten nach Eingabe des Tracers war eine nachweisbare Tracerkonzentration enthalten. Das Konzentrationsmaximum war nach 13 h 42 min erreicht.

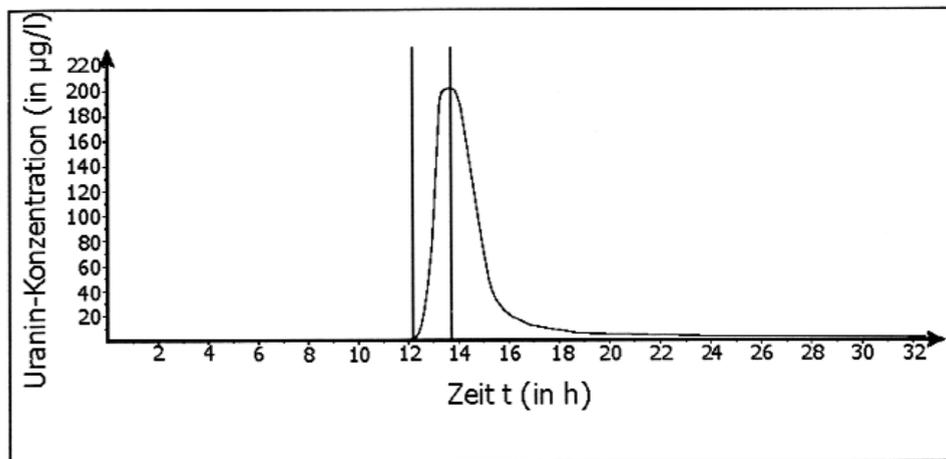


Abb. 19: Tracerdurchgangskurve für Quelle 1 (aus: HERMLE 2008).

Daraus lassen sich folgende Abstandsgeschwindigkeiten errechnen:

$$v_{\text{Erstaufreten}} = \frac{\text{Entfernung}}{\text{Zeit } (t_0)} = \frac{3181 \text{ m}}{12 \text{ h } 09 \text{ min}} = 7,27 \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$$

$$v_{\text{Maximum}} = \frac{\text{Entfernung}}{\text{Zeit } (t_{\text{max}})} = \frac{3181 \text{ m}}{13 \text{ h } 42 \text{ min}} = 6,45 \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$$

Der von HERMLE (2008) als „ $v_{\text{Erstaufreten}}$ “ bezeichnete Parameter ist die üblicherweise als v_{max} gekennzeichnete Maximalgeschwindigkeit, „ v_{Maximum} “ entspricht der dominierenden Geschwindigkeit v_{dom} .

Nach dem ersten sichtbaren Farbsignal an der Quelle 1 waren die Nebenquellen 2 und 6 nochmals visuell überprüft worden. Es war darin jedoch keinerlei Einfärbung erkennbar gewesen. Auch im Labor war dann in sämtlichen Wasserproben der Nebenquellen (Quelle 2 bis 6) keinerlei Uranin nachzuweisen.

Erst nach Abschluss der Probennahme-Kampagne konnten alte Drainage-Pläne eingesehen werden. Dabei zeigte sich die Existenz eines künstlichen Entwässerungssystems der im Mittelkeuper gelegenen Ackerflächen auf dem Pals-Berg. Die Quellen 2 und 4 gehören diesem System an (Kap. 6.2.).

6. Geologisch-hydrogeologische Ausdeutung

6.1. Das Verschwinden der Enz-Wässer

Am Beginn der Untersuchungen von HERMLE (2008: S. 4) hatten drei Fragestellungen gestanden. Die erste davon war: „Welche Zusammenhänge bestehen zwischen der Geologie und der Hydrologie und dem Verschwinden des Wassers?“. Mit der inzwischen vorliegenden strukturgeologischen Information ist diese Frage leicht zu beantworten.

Ursächlich für das Trockenfallen der Enz ist zunächst einmal der Eintritt des Flussverlaufs in das Ausbissgebiet des Oberen Muschelkalks. Südöstlich einer Störungslinie,

die das Tal quert (Abb. 4), sind erstmals im Verlauf der Enz die Ceratitenschichten (mo2) angeschnitten. Auf der benachbarten Hochscholle steht im Niveau des Flussbettes noch Mittlerer Muschelkalk an. Die Abb. 9 verdeutlichte bereits, dass das Dolomitgestein im Flussbett nicht in größerem Umfang von quartärem Sedimentmaterial abgedeckt ist. In besonderem Maße gilt dies natürlich für die etwas erhöhten Uferländer. Das Wasser fließt lokal unmittelbar über klüftigen und teilweise verkarsteten Dolomit. Dementsprechend leicht kann es in den Klüftspalten in den Untergrund versickern.

Eine ähnliche Situation existiert im Bereich der Fleißbach- und Kranzbach-Schwinden nördlich von Bollendorf (FK in Abb. 1). Auch sie treten dort auf, wo in den Bachbetten erstmals die Dolomite des Oberen Muschelkalks ausbeißen. Dort war es die Folge eines allmählichen erosiven Einschneidens der Bachläufe in die Schichtenfolgen der Trias, zunächst in den Unterkeuper, dann in den Oberen Muschelkalk.

Anders bei Enzen. Dort handelt es sich um einen tektonisch bedingten Wechsel des Anstehenden. Eine von Wettlingen im Nordosten heranziehende langgestreckte Abschiebung hat Mittleren gegen Oberen Muschelkalk abgesetzt. Der vertikale Versatz im Bereich der Schwinden beträgt 32 m. Ein auffälliger Knick im sonst eher abgerundeten Verlauf des Enzbettes macht diese tektonische „Störung“ schon im topographischen Kartenbild deutlich. Exakt auf der Störungsbahn befindet sich die Schwinde S4. Die nahe gelegenen Schlucklöcher S2 und S3 liegen ebenfalls noch im weiteren Bereich der Störungszone, für die eine überdurchschnittliche Zerklüftung des Gesteins anzunehmen ist.

Diese Abschiebungslinie, die weite Teile der Trierer Bucht durchquert, ist die nordwestliche Randstörung des Südeifeler Zentralgrabens. Sie markiert eine tief reichende und alt angelegte Fuge im Gebirgskörper, über der sich in der langen Zeitspanne seit dem Oberen Muschelkalk vielfache Verbiegungs-, Zerklüftungs- und Aufweitungs Vorgänge abgespielt haben. Nicht nur vertikale Relativbewegungen, sondern auch sinistrale Horizontalbewegungen entlang dieses Lineamentes „sin VI“ sind anzunehmen (Abb. 20). Eine überdurchschnittliche Verkarstung der Dolomite war hier dementsprechend begünstigt. Die sinistrale Scherung hat wohl vor ca. 20 Mio Jahren, im unteren Miozän, stattgefunden (DITTRICH 2009). Es stand also noch viel Zeit für eine nachfolgende weitergehende Verkarstung der Bewegungszone zur Verfügung. In dieser Hinsicht ist die Situation hier sehr ähnlich wie die im Steinbruch Meckel (M in Abb. 20). Zunächst wirkte sich eine alt angelegte Schollenrand-Position mit flexurhaften vertikalen Relativbewegungen aus, gefolgt von einer späteren sinistralen Blattverschiebung. Erst danach, bei der jungen Hebung von Eifel und Ardennen, konnten sich innerhalb der breiten Zerrüttungszonen diejenigen Abschiebungen ausprägen, die heute das Kartenbild bestimmen (vgl. DITTRICH 2009).

Eine gezielte Suche nach horizontalen Bewegungsspuren (Harnischstriemungen) in Störungsnähe blieb leider erfolglos. Die schlechte Aufschlussituation im unmittelbaren Umfeld der Verwerfung stand dem entgegen. Im kleinen, teilweise verschütteten Aufschluss A4 im Hangbereich fand sich zwar eine 38°-streichende spiegelglatte kalzitische Klufftapete an einem Dolomitblock. Es ist jedoch anzunehmen, dass sich dieser nicht mehr in primärer Lagerung befindet. Das Schichteinfallen ist hier zum Enzlauf gerichtet und beträgt ungefähr 8° nach Südwesten. Dies widerspricht der großräumigen Aussage der Schichtlagerungskarte. Eine hangabwärts gerichtete starke Verrutschung und Verstellung dieses Hauptmuschelkalk-Vorkommens ist anzunehmen. In steilen Hanglagen der Unterläufe von Prüm und Sauer sind bis hausgroße, im Schichtverband abgerutschte Dolomit-Schollen beobachtet worden.

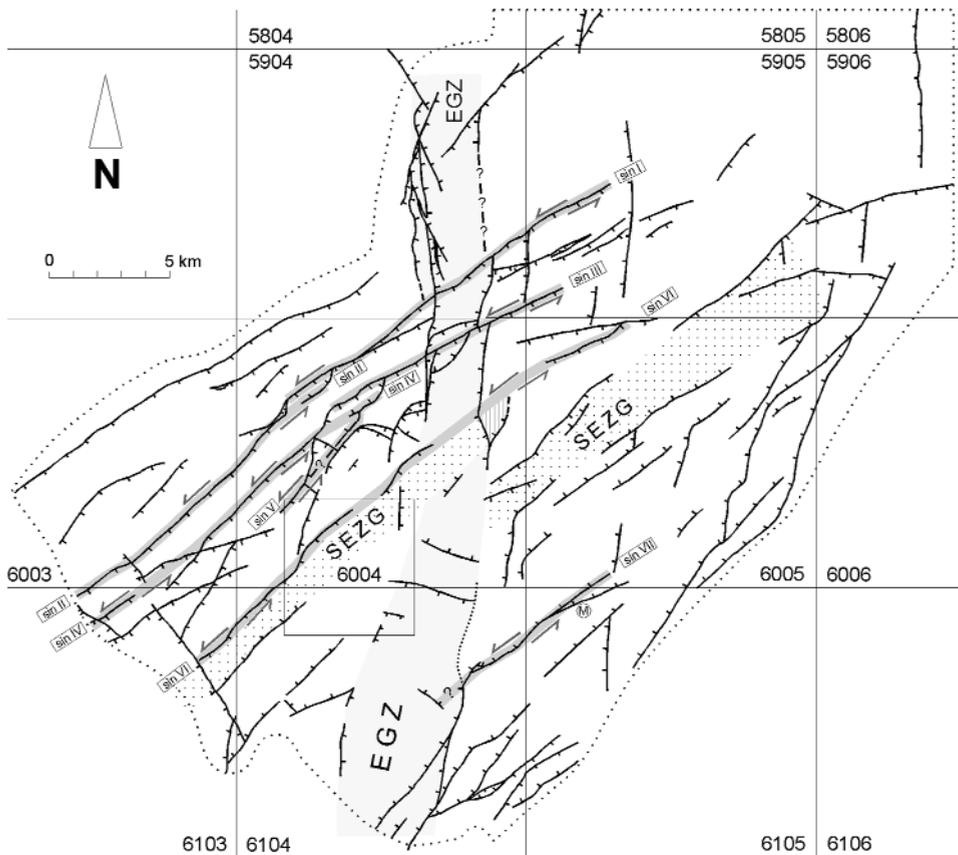


Abb. 20: Sinistrale Bewegungsbahnen (sin I bis sin VII) mit linkstretenden Verbindungsstrukturen in der nordwestlichen Trierer Bucht (aus: DITTRICH 2009, etwas vereinfacht, Störungsmuster aktualisiert, Stand Ende Februar 2010, Untersuchungsgebiet umrahmt). M = Steinbruch Meckel, EGZ = Echternacher Grabenzone. Der Südeifeler Zentralgraben (SEZG) ist aufgrund von älteren dextralen Horizontalbewegungen versetzt.

Auffällig ist, dass die Schwinden-Gruppe von S1 und S5 bis S7 nicht an der heutigen Störungslinie liegt, sondern südlicher, etwa in der geometrischen Verlängerung des etwas versetzt verlaufenden Südwest-Teils der langgestreckten Diagonallstörung. Dies könnte ein Hinweis sein auf die Breite der Zerrüttungszone am Nordwestrand des diagonalen Südeifeler Zentralgrabens. Darauf deuten auch einige etwa kreisrunde Dolinen in einem Wald auf dem kleinen Keuperplateau südlich von Aufschluss A5 mit Durchmessern bis etwa 15 m. Stratigraphisch liegen sie über dem oberen Teil des teilweise sehr sulfatreichen Mittleren Mittelkeupers (Rote Gipsmergel, Tab. 1). Hier hat offenbar eine markante Ablaugung und Verkarstung des sulfatisch-karbonatischen Untergrundes stattgefunden. Ein Zusammenhang mit der genannten Störungszone ist wohl gegeben, da sie in der Verlängerung des nordwestlichen Teils der Störungslinie liegen. Dies gilt

vor allem für die größte, gut 2 m tiefe Doline (R 25 25 920 H 55 30 060), die Teil einer 8-förmigen Doppeldoline ist. Die Kluffrose K7 nordwestlich der Rohrbachermühle belegt ebenfalls eine gewisse Zerklüftung in Nordost-Südwest-Richtung, ungeachtet der dort vorhandenen Richtungsänderung der (jüngeren) Abschiebungslinie.

Die geologische Position der Enz-Schwinden ist also schlüssig. Welche Mengen von Wasser die Schlucklöcher aufnehmen können, konnte im Rahmen der Trierer Diplomarbeit nicht untersucht werden, da ein Trockenfallen des Flüsschens im Bearbeitungszeitraum ausblieb.

6.2. Der unterirdische Fließweg der Wässer

Eine weitere Fragestellung der Arbeit von HERMLE (2008: S. 4) war gewesen: „Wie verhält sich das Wasser im Untergrund und welchen Weg nimmt es?“. Für eine Beantwortung dieser Frage sind stratigraphische und strukturgeologische Informationen hilfreich.

Beim Eintritt in die klaffenden Klüfte des mo2-Dolomits an den Schwinden fließt das Wasser erst einmal abwärts. Die Hauptschwinde S1 liegt auf einer Höhe von etwa 224,5 m ü. NN. Die Schichtgrenze mo/ku (Oberer Muschelkalk/Unterer Keuper) liegt hier – soweit die Genauigkeit der Kartierung PONGRATZ (2000) im dortigen Hangbereich eine exakte Ablesung zulässt – auf ca. 239 m ü. NN. Daraus ergibt sich, dass das Niveau von S1 etwa 15,5 m unterhalb der mo/ku-Grenze anzusiedeln ist. Stratigraphisch bedeutet dies, dass das S1-Niveau im tieferen Mittelteil des dort 26 bis 27 m mächtigen mo2 liegt. Damit gehört es noch in den mo2C2, der durch eine relativ kompakte, verkarstungsanfällige Dolomitfazies charakterisiert ist. Dies lässt sich herleiten sowohl aus dem mo2-Profil der Forschungsbohrung Dockendorf (RÖßLE et al. 1999) als auch dem der Brunnenbohrung 55 südöstlich von Holsthum (Bohrarchiv LGB 6104–84, R 25 30 750 H 55 27 730). In beiden Profilen nimmt der mo2C2 mehr als die Hälfte der mo2-Mächtigkeit ein. In der südlichen Bohrung 55 ist die Mächtigkeitsrelation von mo2C1 zu mo2C2 etwa 12 zu 17 m. In der nordöstlich des Untersuchungsgebietes gelegenen Kernbohrung Dockendorf ist sie 7,8 zu 21,7 m. Der mo2C1, der untere Abschnitt der Ceratitenschichten, ist weitaus tonreicher. Es kommen darin mehrere horizontbeständige, bis Dezimeter mächtige Tonmergel-Pakete vor. Dieser Schichtabschnitt ist somit in der Vertikalrichtung deutlich weniger gut durchlässig als der mo2C2 mit seinen massigen geklüfteten Dolomitabfolgen (Kap. 4.). In der Bohrung 55 deuteten darauf auch dunkelgraue und blaugraue Gesteinsfarben im mo2C1. Sogar unverwitterte Pyritkonkretionen wurden beschrieben. Offenbar ist es dort innerhalb der eher unpermeablen tonig-karbonatischen Wechselfolge des mo2C1 – anders als im mo2C2 (Kap. 6.4.) – in keinem nennenswerten Umfang zur Oxidation durch Grundwässer gekommen. Es kann also mit hoher Wahrscheinlichkeit davon ausgegangen werden, dass sie eine hydraulische Sohlschicht bilden, an der Basis eines Teil-Grundwasserstockwerks im mo2C2. Übertragen auf die Region der Schwinden heißt das, dass die Tracer-befrachteten Enz-Wässer etwas unterhalb der Schwinden, noch innerhalb des Dolomitpaketes des (tieferen) mo2C2 abgeflossen sind.

Relevant für die lateralen Grundwasser-Bewegungen unterhalb der Enz-Schwinden sind drei Kluffrichtungen. Am wichtigsten ist die Nordwest-Südost-Richtung. In der Kluffrose vom Hartberg (Abb. 21) ist das entsprechende Maximum deutlich erkennbar zweigeteilt, in die Gradbereiche von 145 bis 150° und von 130 bis 135°. Darin bildet sich zum einen die Senkrechte auf dem Schichtstreichen und zum anderen die Senkrechte auf der diagonal streichenden Störung im Rückland der Schwinde ab. Letztere ist die überregional verbreitete, zum diagonalen Richtungssystem gehörende konjugierte Rich-

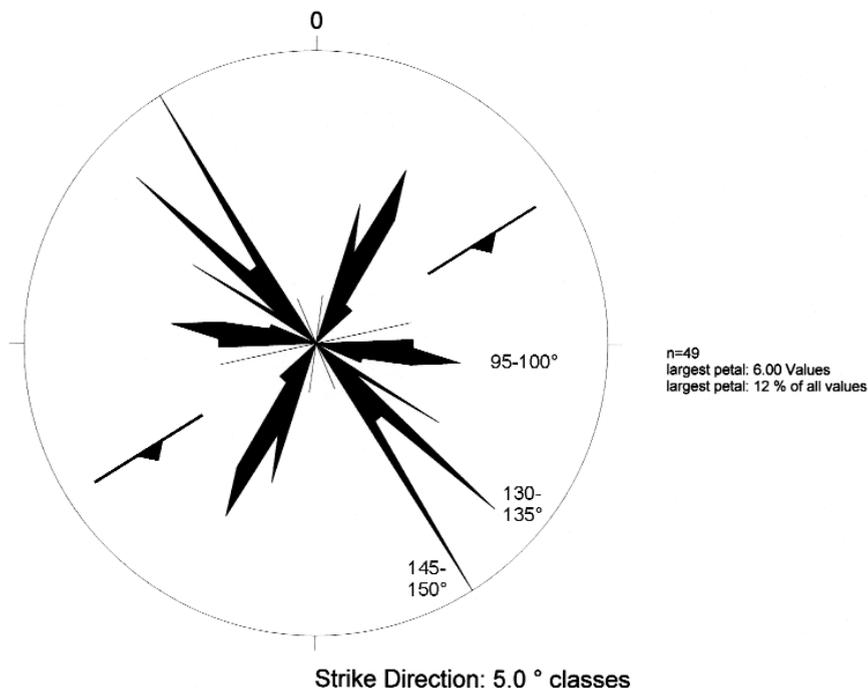


Abb. 21: Kluffrose des Luxemburger Sandsteins auf dem östlichen Hartberg (A22, Klufftmessungen: D. DITTRICH), ergänzt durch Eintragung des lokalen Schichtstreichens und -einfallens.

Die beiden Bruchscharen – durch Karbonatlösung entsprechend erweitert – ermöglichen eine unmittelbare Grundwasser-Bewegung nach Südosten hin, dem Schichteinfall nach.

Eine weitere wichtige Kluffrichtung ist die WNW-ESE-Richtung. Es ist die konjugierte Richtung des rheinischen Richtungssystems, welche sich insbesondere in den Störungen am Heiderücken manifestiert (Kap. 3.1.). Diese Kluffrichtung ist in der Hartberg-Kluffrose ebenfalls sehr markant ausgeprägt. Vor allem in östlicheren Bereichen unterhalb der Schwinden könnten derartige Kluffflächen die Abflusswege des Enz-Wassers mit beeinflusst haben. Dass diese Zerrüttungsrichtung im dortigen Gebirgskörper existiert, darauf deuten nicht nur die Querstörungen im Bereich des Heiderückens, sondern auch morphologische Gegebenheiten. Es zeichnen nämlich sämtliche Höhenlinien am Südwesthang des Hartbergs wie auch die Form des gesamten Bergzuges diese WNW-ESE-Richtung nach.

Eine dritte relevante Kluffrichtung ist die rheinische 0 bis 20°-Richtung. Sie ist südlich der Schwinden in der Kluffrose K6 dokumentiert (größte Häufung bei 5-10°). Es könnte sich dabei um ein lokales Phänomen im Enztal handeln (Kap. 6.5.). Jedenfalls ist diese rheinische Richtung in westlichen Bereichen ebenfalls wichtig für die Grundwasserbewegung.

Es ist nicht anzunehmen, dass die in den Schwinden abgesunkenen Enz-Wässer auf direktem Wege zur Quelle 1 nach Südosten fließen. Ihr Weg wird kompliziert durch die tektonischen Gegebenheiten des Gebirges. Maßgeblich ist hier vor allem die Richtung des Schichteinfallens. Diesem Gradienten – und damit der Gravitation – folgend, sucht sich das Grundwasser seinen Weg durch die bereits beschriebenen Klüfte im Dolomit der Oberen Ceratitenschichten. Das empirische Wissen, dass nämlich ein Gradient in südöstliche Richtung existiert, wird von der Schichtlagerungskarte der Abb. 8 im Wesentlichen bestätigt. Genauer betrachtet gilt dies jedoch nur so weit, bis die lokale Senkenachse erreicht ist. Anschließend folgt das Grundwasser dieser Senkungszone nach Ost-südosten.

Das für die Grundwasser-Bewegung maßgebliche Schichteinfallen übersteigt in seinem Ausmaß den Höhenunterschied, der zwischen der Schwinde S1 und den meisten Entnahme-Quellen besteht, und der bei der Beprobungs-Planung als ausreichend befunden worden war. Dies erklärt, warum außer in Quelle 1 nirgendwo Uranin nachgewiesen werden konnte. HERMLE (2008: S. 42) schrieb zum Fehlen von Tracer-Substanz in den Wasserproben der Nebenquellen Q2 bis Q6: „Daraus lässt sich jedoch nicht schließen, dass hier evtl. keine Wässer der Enz angekommen sind. Insbesondere, da beim aktuellen Versuch wahrscheinlich zu früh beprobt wurde, da der Probenzeitplan mit einer höheren Abstandsgeschwindigkeit erstellt war.“ Rein theoretisch ist diese Erklärungsmöglichkeit zwar gegeben, wichtiger ist jedoch die Tatsache, dass die Nebenquellen topographisch und damit auch stratigraphisch zu hoch angesiedelt sind. Entsprechendes war den vom Landesamt für Geologie und Bergbau Anfang Januar 2008 zur Verfügung gestellten aktuellen Geologischen Kartierergebnissen zu entnehmen (I. Anfrage von S. HERMLE: 10.12.2007). Damit hätte dann bei der endgültigen Auswertung der Messergebnisse erkannt werden können, dass Quellen gemessen worden waren, deren unmittelbare hydraulische Verbindung zum (tiefer liegenden) Grundwasserstockwerk des Oberen Muschelkalks wenig wahrscheinlich war. So wurde beispielsweise im Aufschlussverzeichnis von HERMLE (2008) – in Übernahme der nun verfügbaren Aufnahmen von PANKNIN (2003) – anstehender Oberer Lettenkeuper in unmittelbarer Nähe der Quelle 5 dokumentiert (Tab. 1, Anhang).

Auch bei einer frühzeitigen Sichtung der alten Geologischen Karten von GREBE (1891) wäre dieser geologische Sachverhalt offen gelegt worden. Ihnen zufolge sind die Enz-Schwinden und die Entnahmestellen 1 und 2 im Niveau des höheren Oberen Muschelkalks anzusiedeln. Die Quellen 3, 5 und 6 befinden sich danach im Ausstrichbereich des Unterkeupers, Quelle 4 schließlich liegt nach GREBE im Bereich einer Prüm-Terrasse.

Nach den neueren geologischen Kartendarstellungen, die lokal, insbesondere auf Blatt 6104 Bollendorf merklich von der preußischen Karte abweichen, liegen die Quellen 3 bis 6 gleichfalls zu hoch. Sie liefern Grundwässer, die nicht aus dem Oberen Grundwasserstockwerk stammen. Ihre Fließwege sind vom Oberen Muschelkalk-Aquifer vertikal abgetrennt durch die partienweise sehr tonig ausgebildeten Basisschichten (ku1, vgl. Abb. 6) und manchmal auch noch durch die Bunten Mergel (ku2B). Letzteres gilt für die Quelle 3, die wohl den klüftigen Dolomitbänken des Grenzdolomits entspringt (vgl. A18).

Überdies gehören die Quellen 2 und 4 zum Drainagesystem der Mittelkeuper-Äcker am Pals-Berg. Demzufolge erlauben sie überhaupt keine Rückschlüsse auf das Fließverhalten im Grundwasserstockwerk des Oberen Muschelkalks.

Aus diesen geologischen Gesichtspunkten ergibt sich bereits, dass in den Nebenquellen Q2 bis Q6 gar kein Tracer ankommen konnte. Dies hätte nur möglich sein kön-

nen, wenn er mit dem Grundwasser ins stratigraphische Stockwerk des Unter- bzw. Mittelkeupers aufgestiegen wäre. Wegen der tonig-mergeligen Beschaffenheit des tiefsten Unterkeupers ist dies allerdings unwahrscheinlich. Ein Aufstieg des gespannten Grundwassers durch die hangenden Deckgebirgsschichten geht in dieser Region höchstens sehr, sehr langsam von statten. Innerhalb des Zeitrahmens des Tracerversuches ist eine solche aufwärts gerichtete Grundwasser-Bewegung völlig unerheblich.

Ein anderer interessanter Gesichtspunkt ist die Aufhärtung der Grundwässer beim Weg durch das Hauptmuschelkalk-Gebirge. Im Bereich der Schwinden müssten die Enz-Wässer noch vergleichsweise sauer bzw. arm an Ca^{2+} und Mg^{2+} sein, da sie aus dem Gebiet der siliziklastischen Gesteinsabfolgen des Unterdevons und des Buntsandsteins kommen. Vor den Schwinden hat der Flusslauf nur eine relativ kurze, etwa 3 km lange Strecke mit anstehendem sandig-mergelig-dolomitischem Unterem und Mittlerem Muschelkalk durchquert.

Beim Eintritt dieser noch relativ unverfälschten „Devon- und Buntsandstein-Wässer“ in das geklüftete Dolomitgebirge des Oberen Muschelkalks kommt es zur intensiven Anlösung des Karbonatgesteins und zu einer entsprechenden Aufhärtung der Wässer. Am Quellaustritt an der Holstheimer Mühle hat es pH-Werte von immerhin bis zu 8,46 (Tab. 3), es müssen also auf dem nur etwas über 3 km langen Weg durch das Gebirge erhebliche Mengen an Kationen aufgenommen worden sein. Die generelle Beobachtung, dass das Grundwasser wohl schon nach kurzer Fließstrecke durch Oberen Muschelkalk seine charakteristische hydrochemische Prägung erhält, hat sich auch bei den erwähnten hydrogeologischen Untersuchungen in der Trierer Bucht ergeben (LGB & LUWG im Druck). Dies war dadurch dokumentiert, dass meist nur sehr geringe Konzentrationsunterschiede zwischen den oberflächennäheren Wässern der Quellen und den Wässern aus tieferen Grundwasserleitersystemen (Brunnen und Grundwassermessstellen) vorhanden sind.

Bei der Erklärung der beachtlichen Lösungbilanz im Bereich des Moestroffer Höhlensystems ist eine ähnliche hydrochemische Kausalität angenommen worden. Auch hier wurde die Einwirkung von relativ sauren, nur schwach mineralisierten Our-Wässern aus den Ardennen vermutet (MAQUIL et al. 1994). Die aus Niederschlägen stammenden Wässer des Hoesdorfer Plateaus in seiner heutigen geringen Ausdehnung reichen zur Erklärung der dortigen Verkarstungsintensität allein nicht aus. Vielmehr muss es dort in der Vergangenheit zu einer ähnlichen hydraulischen Verbindung zwischen Our und Sauer gekommen sein, wie sie heute im Untersuchungsgebiet zwischen Enz und Prüm existiert. Dieser muss zu einer Zeit stattgefunden haben, als der Our-Lauf nördlich des Hoesdorfer Plateaus noch den Oberen Muschelkalk durchfloss, der heute dort unterschritten und abgetragen ist.

6.3. Der Austritt der Wässer

Eine dritte Fragestellung bei den Untersuchungen von HERMLE (2008) hatte gelautet: „Welche Zusammenhänge bestehen zwischen der Geologie und der Hydrologie und dem Wiederaustritt des Wassers?“.

Die Quelle 1 im Gelände der Holstheimer Mühle stellt nach HERMLE (2008: S. 43) eine so genannte Verengungsquelle dar. Im vorliegenden Fall würde dies bedeuten, dass das Relief am Westhang des Prümtals die Grundwasserdruckfläche innerhalb des Aquifers des Oberen Muschelkalks unterschneidet, so dass das Grundwasser frei austreten kann.

Eine Nachbegehung zeigte folgende Situation in der Auenwiese. Das im untersten Teil einer etwa 1 m tiefen rundlichen Eintiefung – einer Art Quelltopf – aus Dolomitbänken austretende Quellwasser quillt mit der Strömung zunächst etwa 50 cm hoch und

erreicht dann erst die Abflusssrinne, die zum Prümfluss hinab führt. Nach einem knapp 30 m langen Weg schräg durch die Aue fließt das Quellwasser der Prüm zu. Es existiert also eine hydraulische Verbindung der beiden Vorfluter Enz und Prüm. Dadurch verliert der Enzlauf schon vor seiner Mündung Wasser an die Prüm.

Verglichen mit dem älteren Tracerversuch vor etwa 15 Jahren hat das Wieder-Aus-treten der Enzwässer mit 13 bis 15 Stunden (Kap. 5.) relativ lange gedauert. Damals hat-te sich das (visuelle) Erstauftreten schon 8 bis 9 h nach der Tracer-Angabe ereignet. Die daraus zu errechnende Abstandsgeschwindigkeit ist dementsprechend höher gewesen:

$$v_{\text{Erstauftreten}} = \frac{\text{Entfernung}}{\text{Zeit } (t_0)} = \frac{3181 \text{ m}}{8 \text{ h } 30 \text{ min}} = 10,40 \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$$

Eine von mehreren denkbaren Erklärungen dafür wäre, dass es zwischenzeitlich zu einer Abnahme der Wegsamkeit im Gebirge gekommen ist, durch eine stärkere Lehmverfüllung der Kluffthohlräume etwa oder durch unterirdische Verstürze. Da die Versuchsbedingungen des früheren Tracerversuchs nur unzureichend überlie-fert sind (Jahreszeit? Wasserstand? Genaue Entfernung der damals verwendeten Schwinde zur Quelle 1?) und auch die exakte Zeitspanne bis zum Austritt der maxima-len Tracer-Konzentration nicht bekannt ist, kann hier keine weitergehende Interpreta-tion erfolgen.

Der Austrittsort liegt in der Strukturkarte dort, wo eine Aufwölbung existiert (Kap. 3.2.). Das Gebirge lagert hier etwa 3 bis 4 m höher als in der Senkenachse nördlich davon (Abb. 8). Ein ähnliches Strukturbild vermittelt auch die Isolinienkarte der Schicht-grenze li1/li2 (Basis des Luxemburger Sandsteins), die für das Hydrogeologische Projekt zur Trier-Bitburger Senke erarbeitet worden ist (DITTRICH in LGB & LUWG im Druck).

Nach der topographischen Karte liegt die Quelle 1 auf einer Höhe von etwa 194 m ü. NN. Das stratigraphische Grenzniveau mo/ku liegt dort etwa 211 m hoch. Daraus ergibt sich, dass das Quellniveau ungefähr 17 m tief in den Ceratitenschichten anzusie-deln ist, also an der Basis der dort etwa 16 bis 17 m mächtigen Oberen Ceratiten-schichten (mo2C2). Dies entspricht den Erwartungen. Die Grundwässer entstammen demselben Teilstockwerk des Oberen Muschelkalks, in dem auch die Enz-Schwinden liegen (Kap. 6.1.). Der erosive Anschnitt der Basis dieses stratigraphischen Stockwerks in der Schichtkulmination durch die Prüm hat hier einen Austritt dieser Wässer ermög-licht. Deren Fließwege haben sich wohl größtenteils an der Senkenachse orientiert, teil-weise kam es jedoch auch zu einer mehr fächerförmigen Ausbreitung. So konnten Teilmengen des Tracer-durchsetzten Wassers in die Position der Quelle 1 gelangen. Es handelt sich dort also nicht um eine Verengungsquelle, sondern um eine Schichtquelle, die an der stratigraphischen Grenze mo2C1/mo2C2 entspringt.

Aus den in Kap. 6.2. dargelegten Höhenkalkulationen hat sich ergeben, dass von allen Entnahmestellen von HERMLE (2008) nur die Quelle 1 Grundwasser aus dem Obe-ren Muschelkalk fördern konnte. Deshalb ließ sich auch bei dieser Untersuchung – abgesehen von der schon bekannten hydraulischen Verbindung zur Holstheimer Mühle nach Südosten – nichts weitergehendes über die Ausbreitung des Tracer-markierten Wassers im Oberen Grundwasserstockwerk ermitteln. Höchstwahrscheinlich ist es wei-ter „strukturabwärts“ zu weiteren Austritten von Tracersubstanz gekommen. Im mo2C2-Niveau gelegene Entnahmestellen im Bereich der Senkungsachse selbst hatten gefehlt. Eine prozentuale Quantifizierung der ausgetretenen Tracermengen war gleich-falls unterblieben. Auch hat die enge Dimensionierung des Beprobungsgebietes nicht erlaubt, den Fließweg der Enz-Wässer weiter zu verfolgen (Kap. 7.).

6.4. Diskussion des Grundwassermodells von WEILER (1991)

Eine im Jahr 1974 südöstlich von Holsthum abgeteufte „Brunnenbohrung 55“ (Bohrarchiv LGB: 6104–84; R 25 30 750 H 55 27 730, GOK: 208 bis 209 m ü. NN) war durch eine hohe Grundwasser-Ergiebigkeit aufgefallen. Zur Erklärung beschrieb WEILER (1991) folgende hydrogeologische Situation. In der Region Holsthum, im Grenzbereich der Blätter 6104 Bollendorf und 6004 Oberweis, bestünde im Hauptgrundwasserstockwerk des Oberen Buntsandsteins eine Zone verminderter Permeabilität. Diese solle sich in Ost-Richtung noch bis an den Rand der Trierer Bucht hin fortsetzen (WEILER 1991: Abb. 3). Als Folge davon käme es zu einer Behinderung des von Norden nach Süden gerichteten Grundwasserstroms. Die Wässer würden daher an zahlreichen Störungen in das besser permeable Grundwasserstockwerk des Oberen Muschelkalks umsteigen. Demgemäß skizzierte WEILER in seinem Nord-Süd-Profil A–B (Abb. 22) am Nordwestrand des Heiderückens eine versatzstarke Abschiebung, die die beiden Grundwasserstockwerke (so+mu bzw. mo) nah nebeneinander bringt. Mit einem geringfügigen Aufstieg der gespannten Grundwässer könnte so in der Störungszone ein „Umsteigen“ in das Obere Grundwasserstockwerk erfolgen.

Diese Deutung setzt allerdings voraus, dass Störungen existieren, die in ihrem Vertikalversatz an die Größenordnung der mm-Mächtigkeit von etwa 80 bis 85 m heranreichen. Nur so könnte die hydraulische Trennschicht des mächtigen, relativ dichten Tonmergelstapels des Mittleren Muschelkalks überbrückt und mit einem gewissen Anstieg des gespannten Grundwassers in einer eventuellen Wegsamkeitszone entlang der Störung überwunden werden.

Dies ist aber nicht der Fall. Eine derartige Störung existiert nicht. Sie ergab sich nicht bei der preußischen Landesaufnahme (GREBE 1891) und auch nicht bei der detaillierten Revisionskartierung von BARTELS (1996). Nirgendwo in der Region zwischen Peffingen und Wettlingen findet sich eine Störung, die einen derartig großen Versatzbetrag hätte. Die dort vorhandenen Störungen zeigen Vertikalversätze bis etwa 12 m.

Auch zeigt die Erfahrung, dass Störungen in den Gipsmergeln (mm1) nahezu ausschließlich flexurell entwickelt sind und meist mehr oder weniger wasserdicht sind. Dies dokumentierte sich beispielsweise in einer 32 m(!)-Abschiebung im Gipsbergwerk Ralingen/Sauer (JANTOS et al. 2000: Abb. 18, 22 und S. 265). Der an der Erdoberfläche im Hauptmuschelkalk kartierbare vertikale Versatz war im mm1 nur durch Verbiegung ausgeglichen worden (max. 25° Einfallen). Die Dichtigkeit gegenüber Grundwasser war dabei erhalten geblieben. Insofern ist die hydraulische Relevanz von kleineren Abschiebungen im Mittleren Muschelkalk als nicht sehr hoch einzustufen.

Eine Permeabilitätsbarriere im Oberen Buntsandstein in der von WEILER abgebildeten Form ist ebenfalls in Zweifel zu ziehen. Zweifellos existieren im Oberen Buntsandstein lokale Faziesbereiche mit stärkerer Vertonung wechselnd ausgedehnter vertikaler Profilabschnitte. Dies zeigen insbesondere die Bohrungen im Nordteil der Trierer Bucht (Region Bitburg–Kyllburg). Im Bereich des Untersuchungsgebietes konnte eine solche tonige Fazies jedoch bislang nicht nachgewiesen werden, da hinreichend tiefe Bohrprofile fehlen. In jedem Falle müssten sich derartige lithofaziellen Besonderheiten aber an der Gesamtarchitektur des Buntsandsteinbeckens orientieren. Eine West-Ost-Erstreckung ist dafür nicht wahrscheinlich. Sämtliche Befunde deuten auf eine zwar strukturell differenzierte, immer aber Nordost-Südwest streichende, diagonale Beckenkonfiguration (LGB 2005). Dies zeigen nicht zuletzt auch die Isopachen des Oberen Buntsandsteins, wie sie von WEILER (1991: Abb. 2) ermittelt und abgebildet worden sind.

Im nur wenigen Zeilen umfassenden Interpretationsteil der Arbeit HERMLE (2008) wurde dieses von WEILER (1991) entwickelte Modell eines vertikalen „Umstiegs“ von

Grundwässern aus dem Hauptaquifer (Buntsandstein+Unterer Muschelkalk) in das Grundwasser-Stockwerk des Oberen Muschelkalks kurz skizziert. Es blieb unwidersprochen. Eine Diskussion der Argumente dafür oder dagegen fehlte. Diese Lücke soll hier geschlossen werden. Schließlich ist die Tatsache, dass Tracer-Substanz in der Quelle 1 zutage tritt, ein Beleg dafür, dass es sich um Wasser des Oberen Grundwasserstockwerks handelt. Die Abfolge der hydrogeologischen Ereignisse war eher unspektakulär. Einer Eingabe von Uranin in das stratigraphische Niveau der Oberen Ceratitenschichten (mo2C2) folgte ein Austreten aus ebendieser Schichtenfolge weiter südöstlich. Demgegenüber sollten Buntsandstein-Wässer, die maßgeblich aus den Ausstrichgebieten am Nordnordwestrand der Trierer Bucht (bzw. Senke) stammen und die nach dem Modell von WEILER erst weiter südlich aus der Tiefe aufgestiegen sind, **keine** Tracer-Substanz enthalten, da sie die Enz-Schwinden in der Tiefe „unterflossen“ haben müssten.

Um die in Pumpversuchen ermittelte hohe Ergiebigkeit der Brunnenbohrung 55 zu erklären, sind keine Wässer aus dem Buntsandstein-(+mu-)Stockwerk nötig. Die Bohrlokation liegt in unmittelbarer Nähe der Position, wo sich im Aquifer des Oberen Muschelkalks die unterirdischen Fließwege der von Nordwesten und Norden her zuströmenden Grundwässer vereinigen, um wenig weiter südlich mit dem Senkenzentrum der Trierer Bucht nach Südwesten hin zu ziehen. Dies ergibt sich aus der Schichtlagerungskarte des Grenzhorizontes mm/mo (DITTRICH in LGB & LUWG im Druck), die für das Gesamtgebiet der Muschelkalk-Verbreitung erarbeitet wurde. Da die mm/mo-Isolinien darin aber nur in 50 m-Abständen dargestellt sind, ist für die hiesigen Darlegungen die 5 m-genaue Schichtlagerungskarte der Steinmergelkeuper-Basis vorgezogen worden. Der Gesamtbefund ist derselbe. Der Schichtlagerung nach existiert hier im Oberen Muschelkalk stark gespanntes Grundwasser. Im Bohrbericht war denn auch ein artesischer Zufluss der Wässer protokolliert worden.

Auch die erheblichen Härtegrade der Wässer, die im Bohrloch aus dem Oberen Muschelkalk zutraten, deuten nicht auf „umgestiegenes“ Buntsandstein-Wasser. Bei den ersten beiden Pumpversuchen lagen die Gesamthärten bei 31,4° bzw. bei 23,4° dH. Die dabei verzeichneten Sulfatgehalte lagen zunächst bei 223 mg/l und dann bei 79 mg/l. Es handelt sich zweifelsfrei um (unverdünntes) Grundwasser aus dem Oberen Muschelkalk. WEILER (1991) hatte für Hauptmuschelkalk-Wässer Gesamthärten von bis zu 25° dH angegeben. Das gleiche Resultat lieferte eine 1997 niedergebrachte, 120 m tiefe Versuchsbohrung für einen Brunnen der Verbandsgemeinde Irrel (Bohrarchiv LGB: 6104-80). Sie wurde 350 m weiter nördlich der Bohrung 55 angesetzt (R 25 30 780, H 55 27 900, GOK: 218-219 m ü. NN). Auch sie lieferte hartes Wasser (23° dH), was darüber hinaus Nitrat-belastet war (34,1 mg/l). Beides ist eher untypisch für Buntsandstein-Wässer. Die potenzielle Grundwasser-Fördermenge dieses Bohrlochs erwies sich als ähnlich hoch wie in der Bohrung 55 (mündl. Mitt. R. POPPE/LGB). Wegen der Wasserchemie ist allerdings auf eine Einbindung dieser Förderstelle in das öffentliche Trinkwasser-Versorgungssystem verzichtet worden.

Ein Hinweis auf eine schon lange andauernde starke Wasserbewegung im Oberen Grundwasserstockwerk südöstlich von Holsthum ist die dem Protokoll der Bohrung 55 zu entnehmende Verkarstung. Trotz einer Teufe von immerhin 62 bis 75 m ist dort in den sonst weitestgehend massig ausgebildeten Dolomiten der Mittleren und Unteren Trochitenschichten (Tab. 1) anstelle von dunkelgrauen Karbonaten mit nicht-oxidiertem Pyritgehalt wiederholt von gelben und gelblich-grauen Dolomiten und Kalksteinen die Rede. Ferner werden Klufffüllungen von „kräftiggelbem Material“ beschrieben sowie gelber Ton, rotbrauner Tonstein und nicht näher konkretisiertes „Material einer Karst-

füllung“. Das stratigraphische Niveau der Tracer-Eingabe im tieferen Mittelteil der Ceratitenschichten (Kap. 6.2.) ist dort bei einer Teufe von etwa 35 bis 40 m anzutreffen. Im Bohrprotokoll wird dort – ausgehend von 8 m unter der Grenze mo/ku nach unten hin – knapp 9 m gelber „Kalk“ notiert, mit „rötlichbraunen Flecken“ und durchsetzt von dünnen grauen Tonsteinlagen. Die Kalibermessung deutete auf eine Weitung des Bohrloches bei 36 m, auch zeigte die dortige Eigenpotentialkurve große Schwankungen. Bei der Nullfahrt mit dem Flowmeter wurde ein „Schluckhorizont“ bei 35 bis 36,5 m Teufe nachgewiesen. Stratigraphisch liegt er 12 bis 13,5 m unterhalb der mo/ku-Grenze. Er konnte eine Wassermenge von 3,3 m³/h aufnehmen. Alle Beobachtungen deuten also auf erhebliche Karsthohlräume in den Dolomiten der Oberen Ceratitenschichten.

Nach unten hin wird dieses Niveau durch die 12 m mächtige Schichtpartie der Unteren Ceratitenschichten (mo2C1) hydraulisch abgedichtet. In typischer Weise erscheinen dort mehrere mächtige Pakete von blaugrauen „Tonschiefern“ (Tonmergeln), zum Teil mit Pyritkonkretionen und „dunklen Flecken“ (Pflanzenpartikel?, vgl. dazu RÖßLE et al. 1999). Dieses sehr unterschiedliche Ausmaß der Verwitterung lässt allein schon darauf schließen, dass hier zwei getrennte Grundwasser-Teilstockwerke im Oberen Muschelkalk existieren. Tatsächlich ließ sich bei Pumpversuch im Bohrloch bei 35 bis 37 m Teufe ein erheblicher Grundwasser-Zufluss feststellen. Immerhin 73 % der gesamten Fördermenge entstammte dem mo2C2-Niveau. Demgemäß wurde dann auch nur der obere Teil der Brunnenbohrung als amtliche Grundwasser-Messstelle Nr. 4130 des LUWG (Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz, Mainz) ausgebaut. Der Ausbau reichte bis in eine Tiefe von 55 m, also bis knapp unterhalb der Grenze Trochitenschichten/Ceratitenschichten (mo1/mo2).

6.5. Neue Aspekte zur regionalen Horizontalverschiebungstektonik

In der Kluffrose K6 südlich der Schwinden folgen die Kluffrichtungen maßgeblich der rheinischen 0 bis 20°-Richtung. Die Spitze dieses Maximums liegt bei 5 bis 10°.

Dies stellte zunächst einmal eine Überraschung dar. An dieser Stelle des Untersuchungsgebietes war eine derartig betonte rheinische Richtung nicht zu erwarten gewesen. Die rheinische Großstruktur der Echternacher Grabenzone liegt relativ weit entfernt. Rheinische Richtungselemente sind in der weiteren Umgebung lediglich durch die Störung von Halsdorf in Richtung des Wiesenhofs im Enztal vertreten. Diese Störungslinie ist aber nördlich der großen Nordost-Südwest-Störung und auch weiter westlich angesiedelt. Andererseits ist aber nach DITTRICH (2009) entlang der großen Diagonalstörung ein linkshändiger Horizontalversatz anzunehmen (Abb. 20: sin VI).

Ist dies der Fall, so könnte sich in der 5 bis 10°-Zerrüttungsrichtung in der Kluffrose K6 eine nach Nordosten versetzte Fortsetzung der rheinischen Störung im Nordosten abbilden (Abb. 23). Eine derartige Zerrüttung des Gebirges könnte auch den NNE-SSW-gerichteten Gesamtverlauf des Enztals westlich des Hartbergs erklären. Die Größenordnung einer solchen vermuteten linkslateralen Verschiebung würde etwa 1,3 km betragen. Vom Sinn und Betrag her entspricht dies etwa der am nordöstlichen Bedhard vermuteten Verschiebung (DITTRICH 2009: S. 100), mit einem dort bestimmten Versatzbetrag von 1,5 km. Das dort versetzte Lineament ist eine ältere dextrale Blattverschiebung (dex IV bei DITTRICH 2009). In diesem Zusammenhang ist auch die vor kurzem neu auskartierte vermutete 5°-Störung östlich von Wettlingen von Interesse (Abb. 4). Diese hatte sich bei der Erstellung der Schichtlagerungskarte des Grenzhorizontes li1/li2 ergeben (Tab. 1, LGB & LUWG im Druck). Sie könnte die sinistral nach Nordosten versetzte Fortsetzung der alten Blattverschiebung dex II markieren (Abb. 23). Wie viele andere Horizontalverschiebungsbahnen ist auch sie bei späteren Hebungsbewegungen

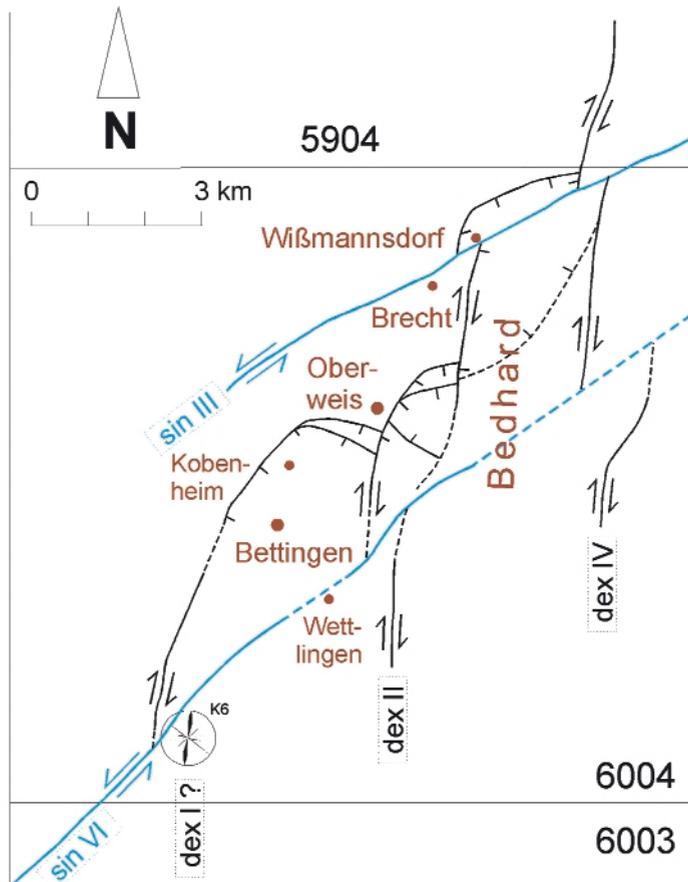


Abb. 23: Im heutigen Störungsmuster reliktsch erhaltene, rechtstretende Pull-apart-Strukturen zwischen staffelförmig angeordneten dextralen Blattverschiebungen. Blau eingetragen sind die wichtigsten der jüngeren sinistralen Blattverschiebungen (nach: DITTRICH 2009: Abb. 17, graphisch stark verändert und aktualisiert; Kluffrose: K6, vgl. Anhang).

zu einer Abschiebung umgeprägt und dergestalt reaktiviert worden (DITTRICH 2009: Kap. 6.5.). Der sinistrale Versatz des dex II-Lineamentes lässt sich dort auf etwa 1,3 km beziffern.

Analog dazu wäre dann die rheinische Störung Halsdorf–Wiesenhof im Entzal als reliktsche Spur der früheren dextralen Blattverschiebung dex I zu werten (Abb. 23, in Korrektur zu Abb. 17 und 25 bei DITTRICH 2009). Dasselbe würde dann für die hier neu entdeckte rheinische Zerrüttungsrichtung in der Kluffrose K6 gelten. Interessant ist auch die Position der Schwindengruppe S1, S5, S6 und S7. Diese Schlucklöcher liegen auf einer rheinischen Verlängerungslinie vom Aufschluss A6 nach Norden. Die Zerrüttung und Verkarstung im Bereich der Hauptschwinde könnte dann also teilweise auf eine schon im Alttertiär entstandene dextrale Horizontalverschiebung zurückzuführen sein.

Zur Stützung dieser These sind allerdings weitergehende Untersuchungen erforderlich. Auffällig ist auch die lokale Richtungsabweichung der großen Diagonalstörung südwestlich der Schwinden (Abb. 20). Ob hier ein mechanischer Zusammenhang mit der prä-existierenden Blattverschiebungszone dex I besteht, bleibt offen.

Insgesamt liegen die hier neu bestimmten lateralen Verschiebungsweiten der sinistralen Blattverschiebung sin VI im Bereich von 1,3 bis 1,5 km. Verglichen mit den Verschiebungsweiten der nördlich benachbarten Lineamente sin I und sin III (Abb. 20) von knapp 400 m bzw. 450 bis 500 m (DITTRICH 2009: S. 90) ist das viel. Es existiert somit eine Steigerung der sinistralen Verschiebungsweiten nach Süden hin. Die prominente Nordwest-Randstörung des Südeifeler Zentralgrabens ist also besonders mobil gewesen. Dies ist mechanisch plausibel. Eine große, alt angelegte Trennfuge im devonischen Sockel sollte bevorzugt in der Lage gewesen sein, kompressive Beanspruchungen aufzunehmen und darauf mit Horizontalbewegungen zu reagieren.

7. Ausblick

Die Fragestellung der Trierer Diplomarbeit HERMLE (2008) nach den Ursachen des Verschwindens der Enz-Wässer ist mit den hier dargelegten Strukturdaten gut zu beantworten gewesen (Kap. 6.1.). Die durch eine mehrphasige tektonische Deformation bedingte lokale Zerrüttung des Gebirges hat die kluftgebundene Verkarstung im Bereich der Enz-Swinden in besonderem Ausmaß begünstigt. Die Deutungen von DITTRICH (2009) zur Existenz von diagonal (Südwest-Nordost) streichenden sinistralen (linkshändigen) Blattverschiebungen könnten sich damit weiter bestätigt haben. Auch eine zusätzliche Zerrüttung durch eine möglicherweise vorhandene rheinisch streichende dextrale Blattverschiebung ist in diesem Teil des Enz-Tales in Erwägung zu ziehen. Weitere strukturelle und hydrogeologische Untersuchungen wären von Interesse. Dies gilt auch für andere Lokationen entlang der verschiedenen Horizontalverschiebungsbahnen (Kap. 6.5.). Es könnten dort messbar erhöhte Permeabilitäten auftreten.

Die Frage nach dem Fließweg des Grundwassers bis zum Wiederaustritt konnte weitgehend beantwortet werden (Kap. 6.2.). Hilfreich dafür waren die Schichtlagerungskarte, stratigraphische Kalkulationen und mehrere Kluftrosen. Der Markierungsversuch, der vornehmlich zur Untersuchung des unterirdischen Fließweges geplant worden war (Kap. 5.), hat dahingehend leider nur wenig neues Wissen erbracht. Die in der einzigen hydraulisch relevanten Beprobungsstelle Q1 ausgetretenen markierten Enz-Wässer sind wohl nur ein kleiner Bruchteil der Uranin-haltigen Grundwässer gewesen.

Bei einer Wiederholung des Tracerversuches sollte das im Landesamt für Geologie und Bergbau vorhandene geologisch-hydrogeologische Wissen schon bei der Planung zu Rate gezogen werden. Es sollten gezielt tiefere, nach strukturellen Gesichtspunkten hoffige Quellen aufgesucht und beprobt werden. Auch sollte die am Bohrpunkt 55 eingerichtete Grundwasser-Messstelle des LUWG bei Holsthum (Nr. 4130) unbedingt mit einbezogen werden. Interessant wäre, wie viel Tracer-Substanz im dort erfassten mo2-Grundwasser-Niveau ankommt. An der Austrittsstelle nördlich der Holstthumer Mühle könnte das Messverfahren noch optimiert werden. Der hier bisher in Kauf genommene unregelmäßige, mit Abständen von einer halben oder einer dreiviertel Stunde relativ grobe Takt der Probenentnahme (Kap. 5., Tab. 3) war nicht so akkurat, wie es mit professionellen Geräten (automatischen Probennehmern) heute möglich ist. Die Bestimmungen der jeweiligen Abstandsgeschwindigkeit für mehrere Entnahmepunkte und quantitative Bilanzierungen wären dadurch erleichtert.

Sachdienlich wäre auch die Erstellung einer Schichtlagerungskarte für den Grenzhorizont mo2C1/mo2C2. Damit könnte gezielt der Grundwasserstrom im höheren Obe-

ren Muschelkalk modelliert werden, derjenige in den verkarsteten Dolomitpaketen des mo2C2, dessen hydraulische Sohlschicht die Tonmergelpakete des mo2C1 sind.

In jedem Falle würde sich eine Bearbeitung dieser Fragestellungen im Hochsommer anbieten. Dann wären auch quantitative Untersuchungen zur Aufnahmekapazität der Schlucklöcher möglich. Dort, wo die potenzielle dextrale rheinische Scherungsbahn dex I die Enz kreuzt, könnten weitere Schwinden existieren, dies ließe sich bei ausgeprägten Niedrigwasserständen des Flüsschens überprüfen. Auch Kluftrmessungen im unmittelbaren Umfeld sämtlicher Schwinden wären dann möglich.

Interessant sind insbesondere auch die hydrogeologischen Gegebenheiten an der Schwinde S4, die direkt auf der Störung liegt. Dort wäre zu klären, ob – was prinzipiell möglich wäre – Enzwässer, die dort verschluckt werden, auch in der Zerrüttungszone der gequerten Störungslinie nach Südwesten hin abfließen. Darüber hinaus wäre vorstellbar, dass innerhalb einer Zone mit sehr starker Zerrüttung, wie es diese potenzielle sinistrale Scherungsbahn durchaus sein könnte, die Grundwässer nicht von den Mergelpaketen des mo2C1 wirksam aufgehalten werden können, sondern bis in die Trochitenschichten durchsickern und darin dann abfließen. Teilweise könnte dies auch im Bereich der Schwinde S1 gelten, da die dortige Häufung von Schwinden auf eine bislang möglicherweise noch unkartierte Störungs- bzw. Zerrüttungslinie hinweist (Kap. 6.5.).

Untersuchungen zum pH-Wert und zur Mineralisation der Enz-Wässer oberhalb der Schwinden würden überdies helfen, eine quantitative Vorstellung vom gegenwärtigen Lösungsvermögen des Wassers zu erhalten.

Schriften

- BARTELS, L. (1996): Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums im Bereich des Heiderückens (Südeifel) (Blatt 6004 Oberweis und Blatt 6104 Bollendorf). Diplomkartierung Univ. Kiel, 65 S. + Anh., 26 Abb., 4 Tab., 4 Anl., Kiel. – [unveröff.].
- BWG (Bundesamt für Wasser und Geologie) (Hrsg., 2002): Einsatz künstlicher Tracer in der Hydrogeologie. Praxishilfe. – Berichte des BWG, Serie Geologie (BWGG), 3, 75 S. – Bern.
- DITTRICH, D. (1989): Beckenanalyse der Oberen Trias in der Trier-Luxemburger Bucht. Revision der stratigraphischen Gliederung und Rekonstruktion der Paläogeographie. – Publ. Serv. Géol. Lux., **XXVI**, 223 S., 36 Abb., 6 Tab., 8 Anl., Luxembourg.
- (2004): Die ardennische Trias- und Lias-Randfazies in der Trierer Bucht (Exkursionen B1 am 15. und B2 am 16. April 2004). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **86**, S. 49-76, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- (2008): Schertektonik im triassischen Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht. – Teil I. – Mainzer geowiss. Mitt., **36**, S. 69-104, 9 Abb., Mainz.
- (2009): Schertektonik im triassischen Deckgebirge der nordwestlichen Trierer Bucht. – Teil II. – Mainzer geowiss. Mitt., **37**, S. 77-128, 17 Abb., Mainz.
- DITTRICH, D. & BARTELS, L. & VOGEL, K. (1997): Neue Ergebnisse zur Geologie des Ferschweiler Plateaus und des Heiderückens (zentrale Trier-Bitburger Mulde). Tektonik, Keuper- und Lias-Stratigraphie sowie ein Beitrag zur genetischen Deutung des Naturdenkmals „Irreler Wasserfälle“. – Mainzer geowiss. Mitt., **26**, S. 55-98, 16 Abb., 1 Tab., Mainz.
- DITTRICH, D. & HIMMERKUS, J. & KOBE, E. (1998): Stratigraphische und sedimentologische Ergebnisse der Forschungsbohrung Dockendorf im Zentrum der Trier-Bitburger Mulde (Oberer Muschelkalk, Keuper, Unterer Lias). – Mainzer geowiss. Mitt., **27**, S. 159-212, 22 Abb., 6 Tab., 2 Taf., Mainz.

- DITTRICH, D. & SCHOCH, R. (2004): Wirbeltierreste in der ardennischen Unterkeuper-Randfazies – das Bonebed von Irsch (nördlich Bitburg/Südeifel). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **32**, S. 83-112, 18 Abb., Mainz.
- DITTRICH, D. mit Beiträgen von GAD, J. & SCHÄFER, P. & WEIDENFELLER, M. (2010, im Druck): Geologische Übersichtskarte der Trierer Bucht 1 : 50 000. (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- FURTAK, H. & LANGGUTH, H. R. (1967): Zur Hydrochemischen Kennzeichnung von Grundwässern und Grundwassertypen mittels Kennzahlen. – *Mem. JAH-Congress*, 1965, **VII**, S. 89-96, 5 Abb., Hannover.
- GREBE, H. (1891): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1 : 25 000, Blätter (6004) Oberweis und (6104) Bollendorf, (Kgl. preuss. geol. Landesanstalt) Berlin.
- GRONEMEIER, K. (1976): Das Grundwasser im Luxemburger Sandstein. Geologie, Wasserhaushalt und Umweltbelastung am Beispiel von 3 Größtestflächen. *Diss. Univ. Mainz*, 195 S., 86 Abb., 21 Tab., 3 Beil., Mainz.
- HERMLE, S. (2008): Hydrogeologische Ursache für das Trockenfallen der Enz bei Holschthum (Südeifel). Diplomarbeit Universität Trier, 50 S. + 13 i. Anh., 12 Abb., 6 Fotos, 3 Tab., 2 Anl., Trier. – [unveröff.].
- HÖLTING, B. & COLDEWEY, W. G. (2005): Hydrogeologie. 6. überarb. und erw. Aufl., 326 S., 118 Abb., 69 Tab., (Elsevier) München.
- JANTOS, K. & THEIN, J. & DITTRICH, D. (2000): Tektonik und Feinstratigraphie der Trias im Bereich der Gipslagerstätte des Mittleren Muschelkalk bei Ralingen/Südeifel. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **29**, S. 231-276, 23 Abb., 1 Tab., Mainz.
- KÄSS, W. (2004): Geohydrologische Markierungstechnik. Lehrbuch der Hydrogeologie, 9, 2. überarb. Aufl., 557 S., 239 Abb., 43 Tab., 8 Farbtaf., (Borntraeger) Berlin.
- LEPPLA, A. (1908): Geologische Spezialkarten von Preussen und den Thüringischen Staaten 1 : 25 000, Blätter (5904) Waxweiler, Erl. 36 S. und („Kilburg“, 5905) Kyllburg, Erl. 31 S., (Kgl. preuss. geol. Landesanstalt) Berlin.
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau) (Hrsg., 2005): Geologie von Rheinland-Pfalz. 400 S., 162 Abb., 36 Tab., 3 Anl., (Schweizerbart) Stuttgart.
- LGB & LUWG (Landesamt für Geologie und Bergbau & Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz) (im Druck): Hydrogeologische Kartierung Bitburg – Trier. Mainz.
- LUCIUS, M. (1948): Das Gutland. Erläuterungen zu der geologischen Spezialkarte Luxemburgs. – *Publ. Serv. Géol. Lux.*, **V**, 405 S., Luxembourg.
- MAQUIL, R. & EK, C. & FABER, A. (1994): Le Muschelkalk supérieur: Stratigraphie et Hydrogéologie de la région de Diekirch-Moestroff. – In: MAQUIL, R. & MASSEN, F. (Hrsg.): *Comptes Rendus du Colloque International de Karstologie à Luxembourg*, 25.-26. Août 1992. – *Publ. Serv. Géol. Lux.*, **XXVII**, S. 29-43, 12 Abb., 4 Tab., Luxembourg.
- MASSEN, F. & BOES, CL. & EK, C. & FABER, S. & KAYSER, P. & KIES, T. & SCHINTGEN, G. & SINNER, E. & WARINGO, G. (1994): The Moestroff Cave: A short description of the Moestroff Cave and Research Project Phymoes. – In: MAQUIL, R. & MASSEN, F. (Hrsg.): *Comptes Rendus du Colloque International de Karstologie à Luxembourg*, 25.-26. Août 1992. – *Publ. Serv. Géol. Lux.*, **XXVII**, S. 17-27, 5 Abb., Luxembourg.
- NEGENDANK, J. F. W. (1983): Trier und Umgebung. – *Sammlung geol. Führer*, **60**, 2. Aufl., 195 S., 29 Abb., 6 Tab., 3 Taf., 2 Anl., (Borntraeger) Berlin, Stuttgart.
- NEUMANN-REDLIN, Chr. (1971): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Oberen Muschelkalk und Keuper Luxemburgs. – *Publ. Serv. Géol. Lux.*, **XXII**, 87 S., 31 Abb., 4 Tab., Luxembourg.

- PANKNIN, A. (2003): Stratigraphie und Tektonik von Trias und Lias am Nordrand des Ferschweiler Plateaus (Süd-Eifel; Blatt 6004 Oberweis und Blatt 6104 Bollendorf). Sedimentologisch-stratigraphische Bearbeitung der Bohrung Kranzbach/Bollendorf (Süd-Eifel). Diplomkartierung und Diplomarbeit Univ. Bonn, 158 S. + Anh., 5 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- PONGRATZ, E. (2000): Geologische Kartierung der Trias im Raum Bettingen–Nusbaum–Peffingen (Süd-Eifel). Diplomkartierung Univ. Bonn, 50 S., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- RÖßLE, S. & HIMMERKUS, J. & DITTRICH, D. (1999): Stratigraphie und Sedimentologie des Oberen Muschelkalk der nördlichen Trier-Luxemburger Bucht (Forschungsbohrung Dockendorf und ergänzende Kernbohrungen südlich Bitburg). – Mainzer geowiss. Mitt., **28**, S. 143-186, 25 Abb., 1 Tab., Mainz.
- SCHRÖDER, D. (1983): Einführung in den Exkursionsraum: Böden. – Mitt. deutsch. bodenkundl. Ges., **37**, S. 90-122, 13 Abb., 1 Tab., Göttingen.
- VOGEL, K. (1996): Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums im Bereich des Ferschweiler Plateaus und des Heiderückens/Süd-Eifel (Blatt Bollendorf 6104). Diplomarbeit Univ. Kiel, 73 S.+ Anh., 38 Abb., 4 Tab., 4 Anl., Kiel. – [unveröff.].
- WAGNER, W. (1984): Das Dolomitvorkommen der Trier-Bitburger Triasbucht als Lagerstätte der Hartsteinindustrie. – Z. deutsch. geol. Ges., **135**, S. 473-489, 8 Abb., 1 Taf., Hannover.
- (1987): Kalk- und Dolomitlagerstätten in Rheinland-Pfalz, die Vorkommen der Trias und des Permokarbons. Diss. Univ. Trier, 236 + V S., Trier.
- WEILER, H. (1972): Ergebnisse von Bohrungen im Buntsandstein im Raume Trier-Bitburg. – Mainzer geowiss. Mitt., **1**, S. 198-227, 10 Abb., Mainz.
- (1991): Das Grundwasser in der Bitburger Trias-Mulde, Beschreibung eines Aquifers, neue Ergebnisse. – Mainzer geowiss. Mitt., **20**, S. 9-42, 16 Abb., 3 Tab., Mainz.
- WERNLI, H. R. (2003): Einführung in die Tracerhydrologie. Geographisches Institut der Universität Bern, Labor, PDF-Script 4,66 MB, März 2010, http://www.giub.unibe.ch/boden/Skript_Tracerhydrologie.pdf.
- ZENDER, M. (Hrsg., 1966): Sagen und Geschichten aus der Westeifel. 2. Aufl., 656 S., (Röhrscheid) Bonn.

Anhang: Aufschlussdaten und Klufmessungen

Ausgewählte, hier relevante Aufschlüsse; zu stratigraphischen Begriffen vgl. Tab. 1; Darstellungsweise der Kluffrosen (Abb. 8): 5°-Klassen, maximale Länge in Klassenmitte; n: Anzahl der Messwerte, r: Kreisradius-bestimmender Prozentwert; unterhalb von n = 15: Darstellung der Einzelstreichrichtungen.

A1: Mittlerer Muschelkalk, Gipsmergel (m1): Ehemalige Gipsgrube nordwestlich Enzen (R 25 25 960 H 55 32 560): graugrüne und rote Mergel mit vereinzelt Stein-salzmarken auf Schichtflächen (PONGRATZ 2000: A4, HERMLE 2008: A16).

A2: Oberer Muschelkalk, Trochitenschichten (mo1): Böschung und Hanganschnitt an der Prüm in Wettlingen (R 25 29 040 H 55 32 570): graue und beige-graue, meist dick-bankige Dolomite mit vereinzelt Trochiten (PONGRATZ 2000: A6, A7).

A3: Oberer Muschelkalk, Trochitenschichten (mo1): Steilhang südlich Enzen, Richtung Nusbaum (R 25 26 290 H 55 31 390): massige, mächtige, teils kavernöse Dolomitbänke mit gewellter Oberfläche; hellgraue feinkristalline Dolomite (HERMLE 2008: A2, K2). K3: 4°, 7°, 8°, 8°, 8°, 8°, 8°, 9°, 10°, 10°, 10°, 10°, 11°, 61°, 64°, 64°, 65°, 66°, 67°, 157°, 158°, 158°, 158°, 160°, 160°, 160°, 160°, n = 28, r = 25 %.

A4: Oberer Muschelkalk, Trochitenschichten (mo1): Bachriss südöstlich Enzen (R 25 26 810 H 55 31 280): Dolomitbänke mit gewellter Oberfläche, teilweise stärker verwittert; Einfallen in Richtung Enztal nach Südwesten, viele verstürzte und verkippte Partien (dort keine Kluftrmessungen!) (HERMLE 2008: A3, Neubegehung D. DITTRICH). K4: 4°, 5°, 17°, 20°, 26°, 28°, 38°, 44°, 64°, 170°, 174°, n = 11 (Einzelstrich-Darstellung).

A5: Oberer Muschelkalk, Trochitenschichten (mo1): Steilstufe im Bachlauf zwischen Wiesenhof und Rohrbachermühle (R 25 26 160 H 55 30 560): harte gebankte Dolomite, im oberen Verwitterungsbereich dünnbankige Absonderung mit stark gewellten, bioturbaten Oberflächen (HERMLE 2008: A1, Neubegehung D. DITTRICH).

A6: Oberer Muschelkalk, Ceratitenschichten (mo2): Enz-Schleife westlich des Hartbergs (R 25 27 090 H 55 30 440): Dolomitbänke (HERMLE 2008: A6). K6: 4°, 4°, 4°, 5°, 5°, 6°, 9°, 10°, 10°, 10°, 16°, 16°, 46°, 46°, 50°, 82°, 82°, 82°, 104°, 104°, 105°, 114°, 120°, 128°, 128°, 128°, n = 27, r = 14 %.

A7: Oberer Muschelkalk, Ceratitenschichten (mo2): Ufer der Enz, nördlich Rohrbachermühle (R 25 26 700 H 55 30 270): 20 bis 30 cm mächtige, teils kavernöse Dolomitbänke mit gewellter Oberfläche, mm-dünne graue Mergellagen, Dolomite feinkristallin hellgrau, hellgelb verwitternd (PANKNIN 2003: A12, K5). K7: 28°, 42°, 44°, 50°, 58°, 100°, 102°, 102°, 104°, 104°, 104°, 106°, 116°, 120°, 122°, 130°, 150°, n = 17 (zur besseren Erkennbarkeit der verkleinerten Rose: 10°-Klassen), r = 35 %.

A8: Oberer Muschelkalk, Ceratitenschichten (mo2): Steilstufe am Prüm-Prallhang südöstlich Wettlingen (R 25 29 750 H 55 32 160): geringmächtige Dolomitbänke mit welligen Ober- und Unterseiten (BARTELS 1996: A4, K2). K8: 20°, 20°, 20°, 20°, 23°, 25°, 25°, 25°, 30°, 30°, 35°, 40°, 120°, 125°, 130°, 130°, 135°, 140°, n = 18, r = 27 %.

A9: Oberer Muschelkalk, Ceratitenschichten (mo2): Wegböschung bei L 4 nördlich Pefingen (R 25 28 950 H 55 31 100): Dolomitbänke, 35 bis 70 cm mächtig, mit grauen Mergelzwischenlagen (PONGRATZ 2000: A 24, K10). K9: 22°, 25°, 34°, 35°, 36°, 36°, 38°, 39°, 40°, 42°, 43°, 48°, 55°, 57°, 57°, 57°, 58°, 82°, 82°, 89°, 91°, 92°, 94°, 94°, 95°, 96°, 97°, 98°, 98°, 99°, 104°, 106°, 109°, 110°, 136°, 138°, 139°, 150°, 154°, 158°, 166°, 178°, n = 42, r = 14 %.

A10: Oberer Muschelkalk, Ceratitenschichten (mo2): Flussbett der Enz bei Schankweiler (R 25 27 870 H 55 29 180): am Grund anstehende beige-gelbe geklüftete Dolomite (PANKNIN 2003: A11, HERMLE 2008: A19; Abb. 9, Neubegehung D. DITTRICH).

A11: Oberer Muschelkalk, Ceratitenschichten (mo2): Diebach-Mündung in die Enz (R 25 28 340 H 55 28 610): 20 bis 30 cm mächtige, teils kavernöse Dolomitbänke mit gewellter Oberfläche, mm-dünne graue Mergellagen, Dolomite feinkristallin hellgrau (Abb. 5) (HERMLE 2008: A9). K11: 18°, 20°, 22°, 22°, 26°, 26°, 27°, 27°, 28°, 40°, 96°, 96°, 98°, 104°, 122°, 122°, 132°, 132°, 132°, 136°, 136°, 136°, 138°, 138°, n = 24, r = 20 %.

A12: Oberer Muschelkalk, Ceratitenschichten (mo2): Uferbereich der Enz-Schleife im WSW von Holsthum (R 25 28 370 H 55 28 180): 20 bis 30 cm mächtige, teils kavernöse Dolomitbänke mit gewellter Oberfläche, mm-dünne graue Mergellagen; Dolomite feinkristallin hellgrau, hellgelb verwitternd (PANKNIN 2003: A8, K3). K12: 2°, 6°, 8°, 10°, 12°, 12°, 14°, 16°, 16°, 18°, 20°, 20°, 20°, 20°, 20°, 22°, 22°, 22°, 22°, 24°, 24°, 24°, 28°, 28°, 30°, 30°, 30°, 32°, 34°, 36°, 40°, 60°, 64°, 72°, 72°, 72°, 76°, 78°, 78°, 78°, 90°, 90°, 90°, 92°, 92°, 100°, 100°, 104°, 108°, 110°, 112°, 112°, 114°, 114°, 114°, 114°, 116°, 118°, 120°, 120°, 122°, 124°, 124°, 130°, 134°, 152°, n = 65, r = 18 %.

A13: Oberer Muschelkalk, Ceratitenschichten (mo2): Ufer der Enz in Holsthum (R 25 29 250 H 55 28 410): 20 bis 50 cm mächtige, teils kavernöse Dolomitbänke mit gewellter Oberfläche, mm-dünne graue Mergellagen, Dolomite feinkristallin hellgrau, hellgelb verwitternd (PANKNIN 2003: A7, K2). K13: 20°, 24°, 24°, 24°, 24°, 26°, 28°, 28°, 28°, 30°, 30°, 32°, 34°, 52°, 60°, 84°, 98°, 98°, 100°, 102°, 104°, 104°, 106°, 106°, 106°, 108°, 108°, 108°, 108°, 110°, 110°, 114°, 120°, 124°, 134°, 164°, n = 36, r = 19 %.

A14: Oberer Muschelkalk, Ceratitenschichten (mo2): Ufer der Prüm nördlich Holsthum (R 25 29 650 H 55 28 950): 20 bis 50 cm mächtige, teils kavernöse Dolomitbänke mit gewellter Oberfläche, mm-dünne graue Mergellagen; Dolomite feinkristallin hellgrau, hellgelb verwitternd, Kavernen bis 10 cm Durchmesser (PANKNIN 2003: A5, K1, HERMLE 2008: A13). K14: 0°, 14°, 16°, 18°, 20°, 24°, 24°, 28°, 28°, 96°, 98°, 100°, 100°, 100°, 104°, 104°, 104°, 106°, 108°, 110°, 120°, 138°, 178°, n = 23, r = 26 %.

A15: Unterkeuper, Basisschichten (ku1): Enz-Ufer östlich von Schankweiler (R 25 27 830 H 55 29 380): Wechselfolge von Mergeln und Dolomiten, an der Basis ca. 1 m Wechselfolge blaugrauer bis beigefarbener Mergel und Tonmergel, darüber 20 bis 30 cm dicke Dolomitbänke mit Mergelzwischenlagen; oberer Aufschlussbereich durch dicke Kalksinterbildungen verdeckt; auf der vorgelagerten Schutthalde Bruchstücke aus den höheren Profilabschnitten: u.a. hellgelbe und rote dolomitische Feinsandsteine mit Pflanzenfossilien und rot-grünblau gebänderte Siltsteine (PANKNIN 2003: A15, HERMLE 2008: A8).

A16: Unterkeuper, Bunte Mergel (ku2B): Temporäre Prallhang-Anschnitte am Oberlauf des Hauchenbachs nördlich Peffingen (R 25 28 770 H 55 31 420): düsterbunte und hellgelbgrüne Mergel und schwach sandige Tonmergel (PONGRATZ 2000: A54, Neu-Begehung D. DITTRICH).

A17: Unterkeuper, Bunte Mergel (ku2B): Hanganschnitt westlich Peffingen (R 25 29 080 H 55 30 060): weiß verwitternde Dolomite sowie sandige Tonmergel und dolomitische, teilweise lilagrün gefärbte Sandsteine (PANKNIN 2003: A17).

A18: Unterkeuper, Grenzdolomit (ku2G): Südlich der L 2 östlich Schankweiler (R 25 28 730 H 55 28 670): 10 bis 20 cm mächtige feinkristalline Dolomitbänke, relativ ebene Schichtober- und -unterseiten (PANKNIN 2003: A23).

A19: Mittelkeuper, Grenzbereich Pseudomorphosenkeuper/Schilfsandstein (km1/km2S2, mit Schichtlücke km2S1): Hanganschnitt am Hof Bürger (Abb. 7) (R 25 29 340 H 55 29 000): Wechselfolge von sandigen, schräggeschichteten Dolomiten mit vereinzelt Drusen bzw. Kavernen und grauroten bis grauen Tonmergeln, darüber in dunkelrotbraunen siltig-feinsandigen Mergeln dm-mächtige schräggeschichtete Sandsteine (km2S2); zuoberst: einige Dezimeter quartäre Terrassenschotter (HERMLE 2008: A18, Neuaufnahme: D. DITTRICH). Der Obere Schilfsandstein umfasst Sandsteine mit viel dunkelgrünem Quarzit ardennischer Herkunft im Korngut. Lokal, im etwas verstürzten und verwachsenen Südteil des Aufschlusses, zeigt sich eine tiefere Rinneneinschneidung des km2S2 in das Liegende. Dort sind auch etwas mächtigere Sandsteinpakete zu erahnen. K19: 2°, 6°, 8°, 18°, 18°, 88°, 100°, 108°, 112°, 144°, 148°, n = 11 (Einzelstrich-Darstellung).

A20: Mittlerer und Oberer Keuper, Höherer Steinmergelkeuper (kSth): Hanganschnitte an Waldwegen im Südwesten von Schankweiler (R 25 26 870 H 55 28 690 + R 25 26 830 H 55 28 720): Wechselfolge grüner und violetter Mergel und Dolomitmergel mit einer tektonisch mehrfach Dezimeter-hoch abgesetzten Dolomitbank, südlichste Klein-*störung*: 41°-Streichen; im oberen, nördlichen Teil des Gesamtaufchlusses Nordwest-Einfallen der Schichten und eine 45 bis 50° streichende Kleinabschiebung mit ca. 40 cm Versatz nach Nordwesten (PANKNIN 2003: A63, K9, ergänzende Neu-Aufnahme D. DITTRICH). K20: 32°, 34°, 36°, 52°, 56°, 80°, 82°, 84°, 96°, 98°, 120°, 128°, 130°, 140°, 150°, n = 15 (zur besseren Erkennbarkeit der verkleinerten Rose: 6°-Klassen), r = 13 %.

A21: Mittlerer und Oberer Keuper, Höherer Steinmergelkeuper (kSth): Straßenböschung im Naturschutzgebiet „Keuper“ ostnordöstlich Peffingen (R 25 30 110 H 55 30 850): graubunte dolomitische Mergel und helle Dolomitbänkchen (BARTELS 1996: A89, K3). K21: 40°, 45°, 55°, 60°, 60°, 60°, 60°, 63°, 65°, 65°, 65°, 70°, 145°, 150°, 155°, 160°, 160°, n = 17, r = 29 %.

A22: Lias, Luxemburger Sandstein (li2): Ehemaliger Steinbruch am nordwestlichen Sporn des Hartbergs (R 25 27 930 H 55 30 590): Orange-gelblicher Sandstein, kalkig gebunden (HERMLE 2008: A17, Kluftmessungen: D. DITTRICH). K22: 7°, 15°, 17°, 18°, 23°, 23°, 26°, 26°, 27°, 28°, 31°, 31°, 32°, 36°, 42°, 46°, 76°, 77°, 87°, 87°, 91°, 94°, 97°, 98°, 98°, 103°, 103°, 107°, 113°, 121°, 123°, 123°, 125°, 130°, 131°, 133°, 134°, 134°, 136°, 138°, 142°, 142°, 145°, 146°, 146°, 146°, 147°, 147°, 158°, n = 49, r = 12 %.

A23: Lias, Luxemburger Sandstein (li2): Wegböschung südlich Holsthum, am Parkplatz oberhalb der Rasthütte (R 25 29 210 H 55 27 320): graue zerklüftete Sandsteinbänke (VOGEL 1996: A52). K23: 22°, 24°, 24°, 26°, 26°, 26°, 26°, 28°, 28°, 30°, 30°, 30°, 30°, 118°, 118°, 118°, 120°, 122°, 122°, n = 20, r = 30 %.

A24: Quartär: Naturdenkmal „Fels“ im Prümatal zwischen Holsthum und Peffingen (R 25 29 880 H 55 29 290): Massiges Kalksinter-Vorkommen über Oberem Muschelkalk (BARTELS 1996: A131).

Anschriften der Autoren:

Dr. DORIS DITTRICH,

Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz,

Emy-Roeder-Str. 5, D-55129 Mainz;

E-Mail: doris.dittrich@lgb-rlp.de.

Diplom-Geograph SIMON HERMLE, Dominicusstr. 52, D-10827 Berlin;

E-Mail: simon.hermlle@gmx.de.

Manuskript eingegangen am 15.3.2010